

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
Departamento de Geologia



**ANÁLISE DA PERIGOSIDADE DE *TSUNAMI* PARA A CIDADE DA BEIRA,
MOÇAMBIQUE**

Alberto Fernando Manuel

(Dissertação)

**Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do
Território**

2015

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
Departamento de Geologia



**ANÁLISE DA PERIGOSIDADE DE *TSUNAMI* PARA A CIDADE DA BEIRA,
MOÇAMBIQUE**

Alberto Fernando Manuel

(Dissertação)

**Mestrado em Geologia do Ambiente, Riscos Geológicos e Ordenamento do
Território**

Orientação: Prof. Dr João Manuel Lopes Cardoso Cabral

Prof.^a Dr^a Maria Ana Viana Baptista

2015

Agradecimento

Em primeiro lugar agradeço a Deus todo-poderoso por me ter facultado o Dom da Sabedoria, Perseverança e pela sua protecção.

A minha esposa Vitoria Manuel Vilanculos e os meus filhos Laércio Alberto Ngoca e Délio Alberto José Ngoca, por terem acreditado e suportado a minha ausência por longo período, pelo carinho e apoio incondicional sempre disponibilizado.

Ao Prof. Doutor João Cabral e a Prof^a, Doutora Maria Ana Viana Baptista, pelas críticas e sugestões, pela prontidão prestada a quando da orientação para a realização da presente Dissertação e pela amizade.

Ao Dr, Luís Manuel da Costa Júnior, Director do Museu Nacional de Geologia pelo apoio disponibilizado na candidatura e a sua prontidão sempre que lhe fosse solicitado.

A sua Excia Esperança Bias, Ex-Ministra dos Recursos Minerais pela conceção da bolsa de estudos sem a qual não seria possível a concretização do presente trabalho.

Ao Doutor Rachid Omira pelo apoio prestado na produção dos mapas de modelação de *tsunami*.

Não me esqueço de endereçar o meu especial agradecimento a todos colegas do Museu Nacional de Geologia, pois estiveram disponíveis para me ajudar sempre que solicitasse algum apoio.

A todos funcionários do Instituto Nacional de Petróleo por todo o apoio prestado no fornecimento de material bibliográfica.

Aos funcionários do Instituto Nacional de Hidrografia e Navegação (INAHINA) em particular o Sr. José Simbine, pelo apoio prestado no fornecimento dos dados batimétricos do estuário da Beira

A todos docentes e colegas do curso de Mestrado em Geologia do Ambiente, Desastres Geológicos e Ordenamento de Território, em particular o colega Rui Guerreiro e a Laura Morato por me terem acolhido e enquadrado de maneira excelente durante a minha permanência em Portugal.

A todos que, directa ou indirectamente, contribuíram para a realização deste trabalho o meu agradecimento

Resumo

A neotectónica de Moçambique está relacionada com o Sistema do Rifte do Leste Africano, que vários autores defendem ter uma extensão de 3000 km desde Afar no Norte até Moçambique no Sul. Em Moçambique manifesta-se em dois sectores: o sector ocidental, principal, que parte do Quénia atravessando a região dos grandes lagos até ao Lago Niassa, e prologando-se até à região Sul de Moçambique, e o sector oriental, secundário, que corresponde a um ramo do Rifte do Leste Africano que se prolonga desde o norte da Tanzânia até ao Oceano Índico, continuando-se, no sector submarino, pela estrutura *Davie Ridge* e bacias tectónicas associadas.

Para compreender a actividade do sector oriental e avaliar a sua potencialidade tsunamigénica foram calculados os parâmetros das falhas correlativas no Canal de Moçambique, através de modelos de regressão de Wells & Coppersmith (1994) e de Manighetti et al (2006) considerando três regiões sismogénicas de acordo com a informação morfotectónica e a actividade sísmica regional (*Davie Ridge*, Eixo sísmico de Quathlamba e *Mozambique Ridge*). Assumiu-se um comprimento máximo de ruptura de 100 km e determinou-se a M_w máxima espectável de 7,4. Desta magnitude foi determinado o deslocamento médio através do modelo de Wells & Coppersmith (1994). Este parâmetro foi igualmente calculado pelo modelo de Manighetti et al (2006) assumindo uma espessura da camada sismogénica de 35 km proposto por Chen e Yang, (2010). A utilização de dois modelos na determinação deste parâmetro visava encontrar a solução que apresentasse valores mais conservativos e para o presente caso foi o modelo de Manighetti et al com o deslocamento médio de 4,5 m. Com base nos resultados obtidos fez-se a modelação do *tsunami* para a Cidade da Beira e concluiu-se que, dos três cenários, o primeiro e o segundo é que podem gerar ondas capazes de atingir a linha de costa da cidade da Beira com uma altura máxima próxima de 0,5 m. O tempo de propagação da onda de *tsunami* desde a fonte até à cidade da Beira, no litoral moçambicano, é de 2 horas e 30 minutos para o *tsunami* gerado no Eixo Sísmico de Quathlamba e 3 horas para o gerado em *Davie Ridge*.

PALAVRAS CHAVE

Deslocamento médio, falha, ruptura, sismo, *tsunami*

Abstract

The neotectonics of Mozambique is dominated by the tectonic activity of the East African Rift system. Various authors refer that this fault system is 3000 km in length, from the Afar, in the north, to Mozambique, in the south. This fault system has two sectors. The main, western sector, extends from Kenya through the lakes region to Niassa Lake, and continues to the south of Mozambique. The eastern sector extends from north of Tanzania to the Indian Ocean, through the Mozambique Channel, along Davie Ridge.

To understand the tectonic activity of the east sector and to evaluate the potential of tsunami generation by the active faults located in the Mozambique Channel, fault rupture parameters of these faults were calculated using Wells & Coppersmith (1994) and Manighetti *et al* (2006) empirical models. We considered three possible source areas in the Mozambique Channel according to morphotectonic and seismological information (Davie Ridge, Quathlamba Seismic Axis and Mozambique Ridge). A maximum fault length of 100 km was assumed, corresponding to a maximum earthquake of Mw 7.4 calculated by Wells & Coppersmith (1994) model. An average displacement of 4.5 m was also calculated by the Manighetti *et al* (2006) model, assuming a thickness of the seismogenic layer of 35 km as proposed by Chen and Yang (2010). The purpose of using two models to calculate this parameter aimed at finding the most conservative value. Therefore we used the 4.5 m average fault displacement to model the tsunami to Beira City and we concluded that between the three source areas the first and the second can generate waves that can reach the coastline of Beira with a maximum wave height of approximately 0,5 m. The propagation time of the tsunami wave from the source to Beira, in the Mozambique coast, is 2 hours and 30 minutes for the tsunami generated in the Quathlamba Seismic Axis and 3 hours for that generated in Davie Ridge.

KEYWORDS

Average displacement, Faults, rupture, earthquake, tsunami

ÍNDICE

CAPÍTULO I	1
INTRODUÇÃO	1
1.1 Motivação	3
1.2 Objectivo principal	3
1.2.1 Objectivos específicos	3
1.3 Questões Científicas	4
1.4 Metodologia	4
1.4.1 Instrumentos e recolha de Dados	4
1.4.2 Procedimentos	4
CAPITULO II	7
ENQUADRAMENTO	7
2.1 Enquadramento Geográfico da Cidade da Beira	7
2.3 Geomorfologia da cidade da Beira	8
2.4 Enquadramento Geológico Regional	9
2.5 Neotectónica regional	11
2.6 Estruturas tectónicas no Canal de Moçambique	15
2.6.1 Davie Ridge	15
2.6.2 “Crista de Moçambique” (Mozambique Ridge)	16
2.7 Sismicidade no Canal de Moçambique	17
CAPITULO III	19
REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE PERIGOSIDADE SÍSMICA ASSOCIADA A FALHAS NORMAIS	19
3.1 Avaliação da perigosidade sísmica	19
3.3 Características da evolução das falhas normais	20
3.4 Características sismotectónicas das falhas normais	21
3.5 <i>Tsunamis</i> e suas causas	22
3.5.1 Características dos <i>Tsunami</i>	22
3.5.2 Modelação de <i>Tsunami</i>	24
3.5.3 Propagação do <i>Tsunami</i>	25
3.5.4 Altura da onda e sua inundação	28
3.5.5 Perigo de <i>Tsunami</i>	29
3.5.6 Histórico de <i>Tsunamis</i> na Escala Mundial e Moçambique em Particular	29
3.5.6.2 Histórico de <i>Tsunamis</i> em Moçambique	30
3.6 Batimetria do Canal de Moçambique	30
CAPITULO IV	32
PROCESSAMENTO DE DADOS E RESULTADOS SOBRE O POTENCIAL SÍSMOGÉNICO REGIONAL	32
4.1 Potencial sismogénico	32
4.2 Aplicação do Modelo de Wells e Coppermith para a determinação dos parâmetros das falhas.	32
4.3 Aplicação do modelo de Manighetti <i>et al.</i> na determinação do deslocamento	33
CAPITULO V	36
PROCESSAMENTO DE DADOS E RESULTADOS SOBRE O POTENCIAL DO TSUNAMI	36

5.1.	Previsão de cenário de riscos de <i>tsunami</i>	36
5.2.	Análise do potencial <i>tsunamigénico de cada falha</i>	37
5.2.1	Deformação inicial da superfície do mar	37
	41
5.2.2	Altura máxima da onda do <i>tsunami</i>	41
5.2.3	Mapas de Tempo de Chegada	46
CAPÍTULO VI	46
DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	50
CAPÍTULO VI	53
CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	53
7.1	Conclusões.....	53
7.1	Recomendações	54
8	BIBLIOGRAFIA.....	55

ÍNDICE DE FIGURAS

,Figura 1: Representação de epicentros de sismos localizados no Canal de Moçambique, referentes ao período de 1915 a 2014. Os pontos vermelhos a laranja representam os hipocentros com profundidade de até 50 km, os de cor amarela caracterizam hipocentros com profundidade entre 50 a 200 km (Fonte: http://isc-mirror.iris.washington.edu/temp/pics/545938/eventmap	6
Figura 2: Localização geográfica da cidade da Beira e do canal de Moçambique	7
Figura 3: Modelo de microplacas onde se representa a sua distribuição geográfica, ((NB - placa Nubia, SM- placa Somália, UN - microplaca Ukerewe Nyanza, RV – microplaca Rovuma, TG - microplaca Transgariép, LW – microplaca Lwandle, NA – Placa Antártida), AR – Placa Arabia (retirado de Hartnady, 2002))......	13
Figura 4: Modelo cinemático do sistema de Rife do Leste Africano, obtido por GPS, onde se visualiza a diferença de velocidade entre o sector Norte e Sul do mesmo, bem como entre os ramos W e E . (retirado de Stamps et al, 2008),.....	14
Figura 5: Localização e disposição espacial das morfoestruturas do Canal de Moçambique. (DavR – Davie Ridge, ESQ – Eixo sísmico de Quathlamba, MozR – Mozambique Ridge).	17
Figura 6: Diagramas que representam modelos de evolução das falhas por eventos de ruptura sísmica, podendo verificar-se diferentes formas da evolução do comprimento das falhas bem como do respectivo deslocamento (por Nicol et al. 2005)......	21
Figura 7: Modelo de deformação elástico proposto por Okada (1985) onde são representados os principais parâmetros da falha. Retirado do Matias <i>et al</i> , (2013)......	25
Figura 8: Representação gráfica da propagação da onda do tsunami, em que η representa a superfície livre da onda, h a profundidade, u e v são componentes da velocidade nas direções x e y respectivamente, (adaptado de Omira, 2010)	26
Figura 9: Representação batimétrica do Canal de Moçambique onde pode verificar-se que o sector norte do canal é menos profundo que o sector sul, com uma profundidade máxima próxima de 4500 m (Dados GEBCO).....	31
Figura 10: Representação da deformação inicial no fundo do mar em metros, resultante de um sismo no DavR. A escala está metros e	38
Figura 11: Representação da deformação inicial no fundo do mar em metros , resultante de um sismo nos extremo norte do ESQ.....	39
Figura 12: Representação da deformação inicial no fundo do mar em metros , resultante de um sismo nos extremo sul do ESQ	40
Figura 13: Representação da deformação inicial no fundo do mar em metros, resultante de um sismo na região do MozR	41
Figura 14: Projecção da distribuição da altura máxima da onda(em metros) gerada na região de faturas do DavR. A altura máxima da onda gerada nesta região é próxima de 5,0 m. A faixa de cor castanha escura representa a área com altura máxima da onda igual ou superior a 0,5	43
Figura 15: Projecção da distribuição da altura máxima da onda (em metros) gerada no extremo norte do ESQ. A altura máxima da onda gerada nesta região é próxima de 3,6	

m. A faixa de cor castanha escura representa a área com altura máxima da onda igual ou superior a 0,5 m.	44
Figura 16: Propagação da altura máxima da onda (em metros) gerada no extremo sul do ESQ. A altura máxima da onda gerada nesta região é próxima de 4 m. A faixa de cor castanha escura representa a área com altura máxima da onda igual ou superior a 0,5 m. Verifica-se que na linha de costa da cidade da Beira a onda que atinge esta área tem uma altura próxima de 0,5 m.	45
Figura 17: Propagação da onda a partir da área de MozR. A altura máxima da onda (em metros) gerada nesta região no oceano aberto é de 3,5 m. A faixa de cor castanha escura representa a área com altura máxima da onda igual ou superior a 0,5 m. A partir desta região a onda gerada não atinge a linha costeira da cidade da Beira.	46
Figura 18: Fonte pontual de <i>tsunami</i> localizado na zona de fracturas de Davie Ridge (DavR) em que através das isócronas verifica-se que a propagação do tsunami a partir deste ponto e atinge a cidade da Beira depois de 3 horas.....	48
Figura 19: Fonte pontual de <i>tsunami</i> localizado Eixo sísmico de Quathlamba (ESQ) em que através das isócronas verifica-se que a propagação do tsunami a partir deste ponto atinge a cidade da Beira depois de 2 horas.....	49

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Sismicidade no canal de Moçambique	18
Tabela 2: Dados sobre perdas humanas em 10 dos maiores tsunamis registados em vários quadrantes do planeta desde 1498.	30
Tabela 3: Resultados dos parâmetros das falhas sismogénicas.....	34
Tabela 4: Parâmetros das falhas calculados pelo modelo de Manighetti et al, (2006)...	35

LISTA DE ABREVIATURAS

DavR – Davie Ridge;

DNG – Direcção Nacional de Geologia;

ESQ – Eixo sísmico de Quathlamba;

INAHNA – Instituto Nacional de Hidrografia e Navegação.

IOTWS – Indian Ocean Tsunami Warning and Mitigation System

IPMA – Instituto Português do Mar e da Atmosfera

ISC – International Seismological Centre;

MozR – Mozambique Ridge;

SFREA – Sistema de Fracturas do Rifte do Este Africano;

TTT – Tsunami travel time

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

Moçambique possui cerca de 2.700 km de linha de costa e uma população aproximada de 20,5 milhões de habitantes, mais de 60% dos quais vive na região costeira. Em muitas áreas esta região é constituída por planícies litorais, praias, estuários e mangais. Essas condições significam uma elevada vulnerabilidade das pessoas e paisagem para eventos naturais, nomeadamente inundações associadas a elevação do nível do mar por acção de ciclones tropicais ou *tsunamis* (Mavume & Bundrit, 2009, *in* Jongh, 2012).

Entre a costa moçambicana e a ilha de Madagáscar encontra-se o Canal de Moçambique, limitado a Norte e a Sul pelas latitudes 10° S e 25° S, respectivamente. A profundidade média é de cerca de 3.000 m, sendo menos profundo na zona mais estreita, à latitude de cerca de 16° S, e mais profundo à latitude de cerca de 25°. Estima-se que a sua geração se tenha iniciado há cerca de 180 milhões de anos (Ma), com a separação de Madagáscar do Gondwana. No extremo norte a actividade tectónica originou um alinhamento de relevos submarinos alongados (*Davie Ridge*). Esta crista submarina de direcção N-S encontra-se marginada a W pelas bacias cenozóicas de Quirimbas e Lacerda, limitadas por falhas normais (Mougenot et al., 1986). Segundo estes autores, o Canal de Moçambique apresenta assim falhas evidenciando actividade cenozóica, das quais algumas mantêm actividade até ao presente, testemunhada pela ocorrência de eventos sísmicos submarinos. O facto da tectónica regional ser do tipo extensivo, caracterizado por falhamento normal associado ao ramo leste do Rifte Africano (falhas normais), implica que as falhas submarinas presentes têm potencial para desencadear *tsunamis*. Face a esta situação, e considerando a perspectiva socioeconómica e de segurança da população moçambicana, é necessário avaliar o grau de perigosidade sísmica e dos fenómenos associados à actividade sísmica, em particular os *tsunamis* resultantes de eventuais rupturas superficiais submarinas.

Neste contexto, o presente trabalho avalia a perigosidade de *tsunami* para a Cidade da Beira. A primeira fase dessa avaliação consistiu na identificação das falhas sismogénicas com potencialidade de gerar *tsunamis* no caso de uma eventual ruptura superficial. Para identificar a expressão morfológica dessas falhas no fundo marinho do Canal de Moçambique analisou-se a correspondente morfologia submarina utilizando a carta

batimétrica da GEBCO (*General Bathymetric Chart of the Oceans*; http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data). Recorreu-se também à Carta Tectónica de Moçambique (DNG, 2001), identificando-se assim os principais elementos morfotectónicos do Canal potencialmente correspondentes a falhas activas. Avaliaram-se seguidamente os principais parâmetros característicos destas falhas localizadas ao longo do Canal de Moçambique, enquanto elementos fundamentais para a determinação da magnitude de eventos sísmicos máximos expectáveis e para a modelação de *tsunamis*, aplicando dois modelos de correlação empírica entre parâmetros de ruptura nas falhas e magnitude sísmica, nomeadamente os modelos de Wells e Coppersmith (1994) e de Manighetti *et al* (2006).

A segunda fase correspondeu à modelação do *tsunami* potencialmente gerado pelas falhas activas previamente identificadas, visando prever as suas características e modo de propagação até a linha da costa (Meinig *et al.*, 2005; Titov & Gonzalez 1997, Titov *et al.*, 1999; Gonzalez *et al.*, 1995; Mofjeld *et al.*, 2000 e Zhang *et al* 2008). Incluiu três etapas, nomeadamente: geração, propagação e inundação. Para isso, utilizou-se a base de dados batimétricos do GEBCO (*General Bathymetric Chart of the Oceans*; http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/). Foram considerados três cenários de geração de *tsunami*, todos ao longo do canal de Moçambique nomeadamente *Davie Ridge*, *Mozambique Ridge*, e o Eixo Sísmico de Quathlamba localizado ao longo da região central do Canal. Para o estudo da inundação foram utilizados os dados batimétricos de escala maior do Instituto Nacional de Hidrografia e Navegação de Moçambique (INAHINA).

1.1 Motivação

A história do Canal de Moçambique não está associada a *tsunamis*, embora a região apresente sismicidade significativa (Figura 1) e falhas activas potencialmente tsunamigénicas. De acordo com os dados sísmicos registados pelo International Seismological Centre (ISC), de 1915 a 2014 ocorreram ao longo do Canal 21 sismos com magnitude igual ou superior a 5,5 na escala de Richter.

A ocorrência significativa de sismos com magnitude moderada a elevada ao longo do Canal de Moçambique constituiu o principal motivo da escolha do tema do presente trabalho, pretendendo-se reconhecer e interpretar a morfologia submarina do Canal acreditando-se que o seu conhecimento ajudará a reconhecer as falhas activas submarinas e, consequentemente, ajudará à avaliação do potencial de geração de *tsunamis* e a sua monitorização. A cidade da Beira é uma das várias cidades costeiras moçambicanas. Contudo, a sua escolha para o presente estudo deve-se ao facto de esta ser caracterizada por uma topografia com cotas baixa e o facto de se localizar num ambiente estuarino. Acredita-se que estas características podem constituir um dos factores primordiais para a sua exposição a eventos de *tsunamis*. Deste modo, a avaliação do nível de perigosidade deste tipo de desastres naturais é particularmente pertinente.

1.2 Objectivo principal

O território de Moçambique é caracterizado por ser uma região tectónicamente activa, com um grau de actividade tendencialmente crescente, verificando-se actividade tectónica tanto na área continental como na oceânica. O presente trabalho foi desenvolvido atendendo a este ambiente tectónico, tendo como objectivo principal avaliar o perigo de *tsunamis* para a cidade da Beira

1.2.1 Objectivos específicos

- Caracterizar a morfologia submarina do Canal de Moçambique com o intuito de reconhecer a expressão morfológica de falhas activas aí presentes;
- Comparar/validar com falhas assinaladas no Mapa Tectónico de Moçambique, na escala 1:2.000.000 (Ministério dos Recursos Naturais e Energia, República de Moçambique, 2001), e em outros elementos bibliográficos;

- Identificar as falhas sismogénicas localizadas no Canal de Moçambique, passíveis de gerarem *tsunamis*, e caracterizar os seus parâmetros de ruptura sísmica;
- Modelar as ondas de *tsunami* geradas por ruptura nas falhas sismogénicas identificadas.

1.3 Questões Científicas

O desenvolvimento deste trabalho visa responder às seguintes questões:

1. As falhas sismogénicas no Canal de Moçambique são passíveis de gerar *tsunamis*?
2. Qual é a dimensão, geometria e cinemática das falhas activas no Canal de Moçambique?
3. Em situação de ruptura superficial de uma falha no fundo do Canal, qual é o tempo de propagação da onda de *tsunami* resultante para atingir a cidade da Beira?
4. Será que a cidade da Beira está exposta a inundação por *tsunamis*?

1.4 Metodologia

1.4.1 Instrumentos e recolha de Dados

Porque um objectivo principal deste trabalho é estudar a perigosidade de *tsunamis* sobre a cidade Beira, foi fundamental conhecer a morfologia submarina do Canal de Moçambique procurando correlacioná-la com falhas submarinas aí presentes. A principal informação usada para o efeito foi a informação batimétrica da GEBCO (*General Bathymetric Chart of the Oceans*; http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/) e o Mapa Tectónico de Moçambique na escala 1:2.000.000 (DNG, 2001). Na modelação do *tsunami* utilizou-se a base de dados batimétrica do Instituto Nacional de Hidrografia e Navegação (INAHINA) de Moçambique. Efectuou-se igualmente uma pesquisa bibliográfica, suporte fundamental para o desenvolvimento do trabalho.

1.4.2 Procedimentos

O estudo da perigosidade de *tsunami* é um processo cuja efectivação deve considerar vários cenários possíveis. Neste caso foram considerados os cenários de perigosidade mais críticos possíveis iniciando-se o estudo com a identificação das fontes capazes de gerar os *tsunamis* mais significativos. Para cada uma das fontes-falha seleccionadas foi

avaliado o potencial sismogénico com base nos seus parâmetros geométricos e cinemáticos, estimado o seu potencial de ruptura superficial, e modelado o *tsunami* gerado e a sua propagação até à zona da costa da área em estudo.

Para este efeito, utilizou-se o *software Surfer* para elaborar um Modelo Digital de Terreno (MDT) a partir da informação batimétrica GEBCO (“grelha” de 1 minuto, *GEBCO One Minute Grid*), com o objectivo de identificar os elementos morfotectónicos submarinos correspondentes à expressão superficial de falhas activas.

Assim, com base na informação anterior e em informação bibliográfica sobre a tectónica regional estimaram-se os parâmetros geométricos das falhas activas propostas (orientação, comprimento, largura em profundidade), e utilizaram-se modelos empíricos de correlação entre aqueles parâmetros e a magnitude do sismo máximo potencialmente gerado, e entre esta magnitude e o deslocamento cossísmico nas falhas, nomeadamente os modelos propostos por Wells & Coppersmith, (1994) e por Manighetti *et al* (2006).

Uma vez que o sistema de falhas activas do Canal de Moçambique é caracterizado por falhas normais, e porque não foi possível obter informação detalhada sobre as falhas desta região, assumiu-se um comprimento máximo de 100 km com base em informação bibliográfica disponível sobre este tipo de estruturas activas noutras regiões do Globo (Burbank e Anderson, 2001, McCalpin, 2009, entre outros), e uma largura em profundidade compreendida entre 15 km e 35 km, fundamentada nos estudos de Chen e Yang (2008, 2010) sobre as características da sismicidade do Sistema do Rifte do Leste Africano (SRLA) que indicam profundidades focais máximas compreendidas entre aqueles valores.

Na modelação do *tsunami*, o tempo de percurso das ondas foi obtido utilizando o princípio de Huygens que estabelece que todos os pontos pertencentes à mesma frente de onda são fontes secundárias. Com este método, considerou-se uma grelha batimétrica e uma fonte pontual para calcular o tempo de percurso para todos os pontos vizinhos da mesma. Os mapas dos cenários dos deslocamentos iniciais e o tempo de propagação foram produzidos através do *software* MIRONE, (Luís, 2007). O posicionamento dos cenários baseou-se no alinhamento dos epicentros sísmicos apresentados no mapa de epicentros sísmicos do ICS (Figura 1).

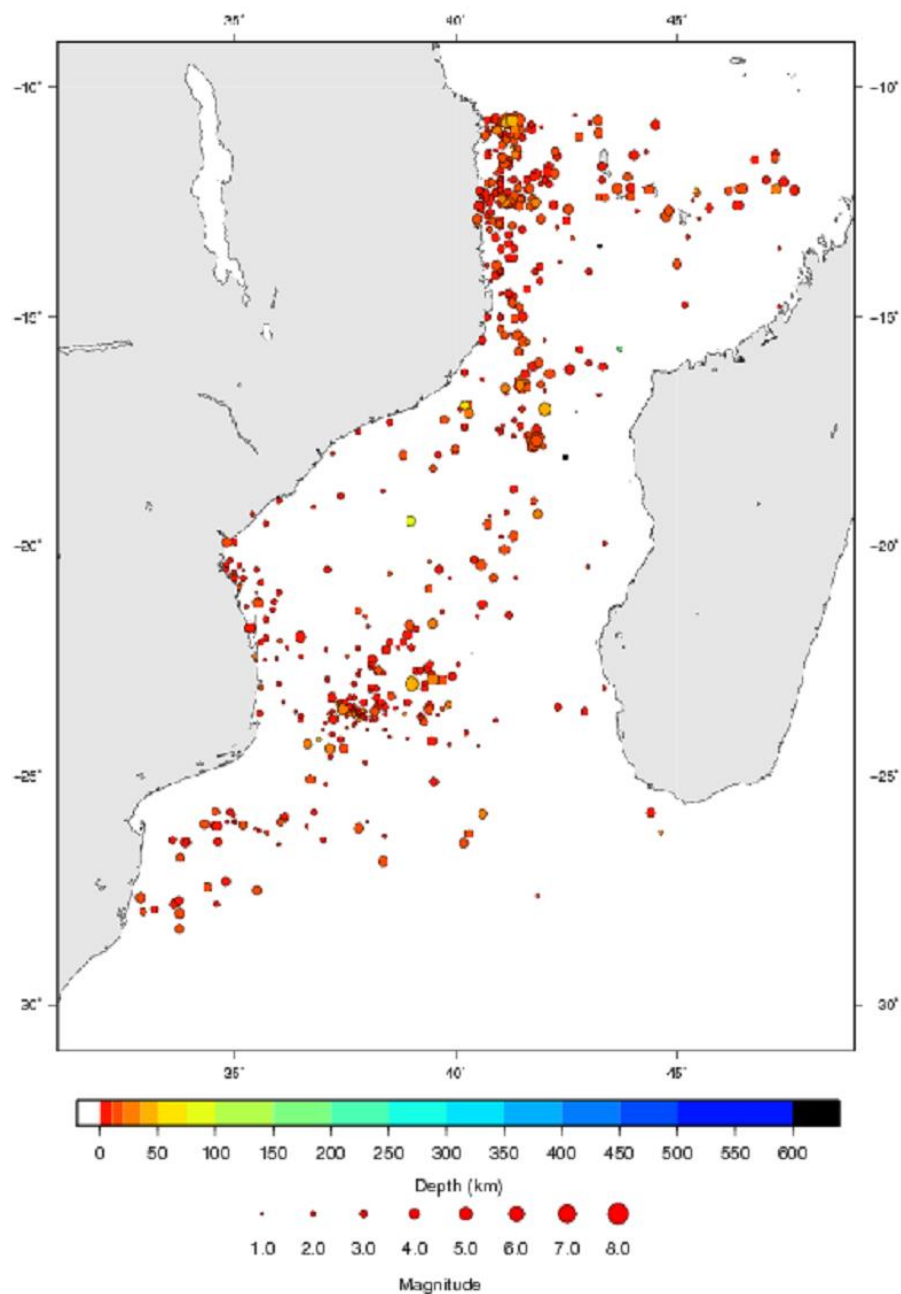


Figura 1: Representação de epicentros de sismos localizados no Canal de Moçambique, referentes ao período de 1915 a 2014. Os pontos vermelhos a laranja representam os hipocentros com profundidade de até 50 km, os de cor amarela caracterizam hipocentros com profundidade entre 50 a 200 km (Fonte: <http://isc-mirror.iris.washington.edu/temp/pics/545938/eventmap.png>).

CAPITULO II

ENQUADRAMENTO

2.1 Enquadramento Geográfico da Cidade da Beira

A cidade da Beira está situada na baía de Sofala, na região central de Moçambique, entre os paralelos $19^{\circ} 30'$ e $19^{\circ} 52'$ S e os meridianos $34^{\circ} 30'$ e $35^{\circ} 10' W$. É a segunda maior cidade de Moçambique e é a capital provincial de Sofala. Dista cerca de 1190 km da capital moçambicana, Maputo. Tem uma superfície total estimada em 633 km² e faz fronteira a Norte e Oeste com o Distrito de Dondo a Leste com o Oceano Índico e a Sul com o distrito do Búzi. É uma cidade localizada numa região pantanosa, junto ao estuário do rio Pungue, e sobre alinhamentos de dunas costeiras.

Este estudo centra-se no Canal de Moçambique, porção do Oceano Índico situada entre a costa da África Oriental e Madagáscar, entre as latitudes 10° e 26° S aproximadamente. Tem uma profundidade média de 3000 m, que aumenta de norte para sul chegando a atingir 4500 m, e uma largura máxima de 850 km (Figura2)

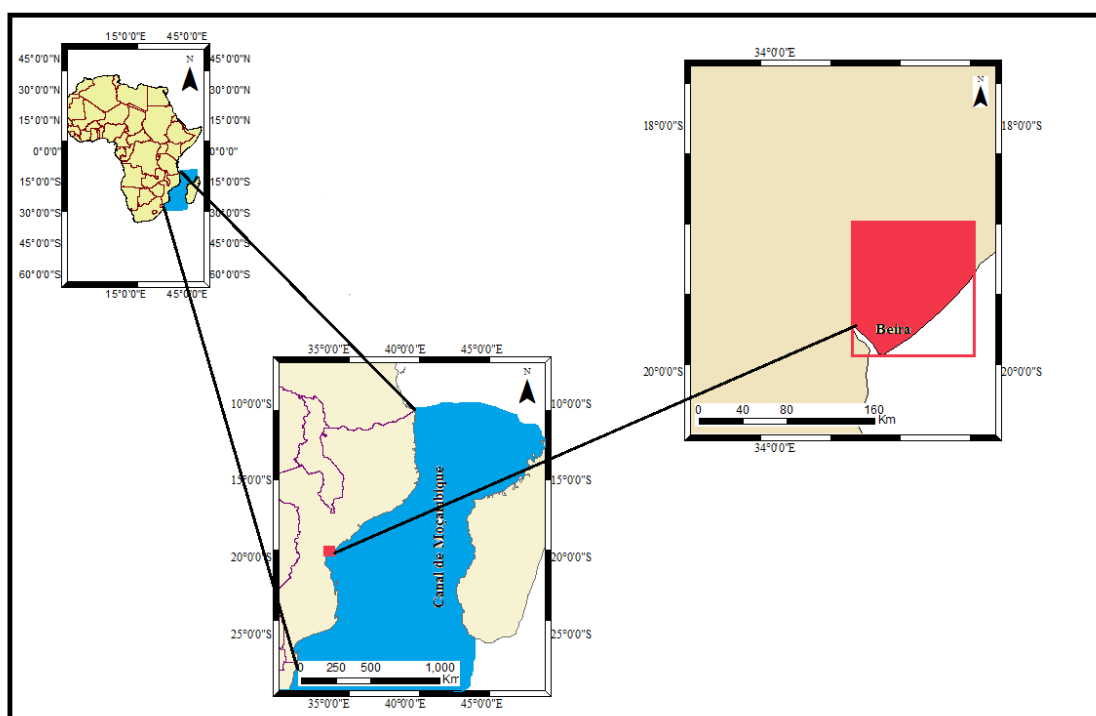


Figura 2: Localização geográfica da cidade da Beira e do canal de Moçambique

2.2 Geomorfologia da cidade da Beira

A cidade da Beira está assente sobre uma planície costeira desenvolvida em depósitos aluvionares fluviais correlativos do último evento de regressão marinha que teve lugar no Pleistocénico em toda a faixa costeira da África Oriental. Este evento permitiu que os rios Pungue e Búzi que desaguam num delta na área da cidade da Beira depositassem os sedimentos continentais transportados desde os afloramentos localizados a montante. Foi igualmente responsável pela formação das dunas costeiras, de extensas planícies de inundação e de lagoas ao longo da costa (Consultec, 2007). A este evento regressivo seguiu-se a transgressão associada à subida do nível do mar que decorreu desde o final do pleistocénico até à actualidade.

Deste modo, pode considerar-se que a geomorfologia da cidade da Beira está associada a erosão e sedimentação activa dos ambientes flúvio-marinhos e litorais, condições que proporcionam a susceptibilidade desta área aos processos morfodinâmicos, destacando-se para o efeito as áreas sob domínio sazonal das marés e as permanentemente inundadas.

O relevo característico da cidade da Beira é predominantemente de planície de litoral com uma altitude que varia de 6 a 20 m, com um declive médio suave, onde aflora uma alternância de depósitos argilosos e arenosos.

Ao longo da costa ocorre uma sucessão contínua de dunas, cordões e barras arenosas, sendo que na maioria das vezes estas formações estão intercaladas por depressões inundadas pelas marés (Consultec, 2007).

A região estuarina é caracterizada por um sistema deltaico dos rios Pungue e Búzi que compreende as planícies de mangal e a região costeira baixa e pantanosa que é grandemente influenciada pelas marés (Nzualo & Rosman, 2010).

A faixa costeira é susceptível a diversos tipos de erosão (eólica, fluvial e marinha), devido às condições climáticas, ausência da cobertura vegetal em alguns sectores, e ao exercício das actividades antrópicas.

Verificam-se evidências de erosão nas praias e destruição da vegetação nas dunas. O talude da praia próximo da foz do Pungue apresenta-se relativamente íngreme reflectindo a ocorrência de processos erosivos (Consultec, 2007).

Ainda de acordo com Consultec (2007) a taxa média anual da erosão registada desde o ano de 1992 nas dunas costeiras desta região é estimada em 1 m, sendo que a extracção da areia pelas comunidades locais, o transporte eólico dos sedimentos ao longo do litoral, as tempestades e a acção das ondas constituem os principais factores da aceleração do processo erosivo.

2.3 Enquadramento Geológico Regional

No contexto geológico Moçambique integra-se na geologia do Leste Africano, caracterizada por um substrato pré-câmbrico relacionado com a evolução e interacção complexa de blocos litosféricos continentais, que sofreram colisão, acreção e fases de fragmentação, do Arcaico ao Meso-proterozóico. Modelos geológicos e paleogeográficos consideram que o supercontinente Gondwana, formado durante o Neo-proterozóico (~650-550 Ma), sucede à fragmentação e dispersão do supercontinente Rodinia entre 1300 e 750 Ma (Muhongo *et al* 2003). A amalgamação do Gondwana marca a fase final do ciclo orogénico Pan-africano (Kröner & Stern, 2005).

As evidências destes eventos são assinaladas pelo desenvolvimento da “Cintura de Moçambique” (*Mozambique Belt*). Corresponde a uma faixa de sutura entre placas litosféricas, com intensa deformação tectónica, que se estende pelo Leste da Antártida, a região Este Africana, até ao “Escudo Pré-câmbrico Arábico-Núbio” a Norte (Cutten *et al.* 2006). No contexto do Gondwana, Moçambique é assim um território geologicamente particular porque se encontra numa região de fronteira entre cratões e cinturas de deformação tectónica que provavelmente correspondem a zonas de colisão entre blocos continentais no Neo-proterozóico inferior. A sua lito-estratigrafia corresponde ao substrato cristalino cuja idade se estende do Arcaico ao Paleozóico, compreendendo formações heterogéneas de paragneisses, granulitos, migmatitos, ortogneisses e rochas ígneas (GTK, 2006).

O Pré-câmbrico inferior em Moçambique corresponde ao cratão do Zimbabwe, apresentando litologias compostas por rochas metamórficas de origem magmática e sedimentar, estando representado pelos complexos Mudiz, Mavonde e Grupo Manica. O complexo de Mudiz situa-se na margem norte do cratão de Zimbabwe, sendo caracterizado por estruturas em doma e sequências de gnaisses bandados de idade arcaica (GTK, 2006). O complexo Mavonde é constituído, no geral, por formações graníticas a

tonalíticas neo-arcáicas, numa extensão de 200 km ao longo da fronteira com o Zimbabwe.

O Pré-câmbrico superior em Moçambique corresponde ao Cinturão de Moçambique e está dividido em três províncias tectónicas:

- Província de Moçambique, representada pelos grupos de Mecuburi e Muaguibe, e pelos complexos de Chire, Lúrio e Nampula, é dividida em duas regiões - a região do Noroeste, composta por granulitos e charnoquitos, e a região do Nordeste, composta por um complexo charnoquítico e granítico, mármore quartzíticos, xistos, gneisses e migmatitos (Schlüter, 2008);
- Província de Niassa, localizada na zona Oeste de Moçambique e a norte do Rio Zambeze, é composta por rochas dos grupos Meponda, Zambue, Luía, Tete, Angónia e Fingoe; as rochas características desta província tectónica são os quartzitos, micaxistos, gabros, anortositos, sienitos e doleritos;
- Província de Zambezi, que se estende entre o bordo oriental do Cinturão de Irumide e a região central do graben do Zambeze, sendo composta por xistos, quartzitos, migmatitos e gnaisses; compreende os grupos de Rushinga, Nhamatanda e Madzuire, assim como complexo de Barué.

O Fanerozóico é caracterizado por formações sedimentares e rochas ígneas extrusivas (escoadas lávicas) do Supergrupo do Karroo, disposto em bacias na região Sul e nas planícies costeiras recobrimdo o substrato pré-câmbrico. Na parte inferior da sequência ocorrem os níveis carboníferos que constituem importante recurso mineral em Moçambique.

Estudos sobre a génese das bacias sedimentares da margem continental do Leste Africano em Moçambique sugerem que estas estão relacionadas com movimentos epirogénicos de levantamento e subsidência associados ao início do estiramento do continente Gondwana, que desencadeará a sua fragmentação, tendo resultado na abertura da parte Ocidental do oceano Índico. De acordo com Salman (1995), são identificadas nas bacias sedimentares do Leste Africano duas fases evolutivas:

- Tardio-Gondwana, correspondente ao período entre 303 a 157 Ma - geram-se nesta fase bacias de subsidência, acompanhadas de actividade vulcânica, onde se

instalaram as formações do Supergrupo do Karroo. Em Moçambique estendem-se desde a região Sul até à região central do território;

- Pós-Gondwana equivalente ao período entre 157 e 0 Ma - corresponde à fase activa da fragmentação do Gondwana em que ocorre a separação do bloco Este, compreendendo Madagáscar, a Índia, a Antártida e a Austrália, com criação de crosta oceânica e expansão do oceano Índico; em relação com esta fase geram-se bacias sedimentares e grabens que prefiguram o sistema de fracturas do Rifte do Leste Africano assim como a deposição marinha e continental de sedimentos.

2.4 Neotectónica regional

A neotectónica da região oriental da África é controlada pelo Sistema de Falhas do Rifte Este-Africano - SFREA (*East African Rift System – EARS*), caracterizado por um sistema de falhas de cinemática predominantemente normal, correspondendo a uma zona de fronteira de placas em evolução, que divide o continente africano em dois grandes blocos (Núbia e Somália). Estende-se desde o Golfo de Éden, a norte, até Moçambique, a sul. O seu desenvolvimento iniciou-se no Cretácico, prolongando-se até a actualidade (GTK, 2006). Estudos sísmicos e morfo-estruturais do Sistema de Falhas do Rifte do Leste Africano mostram que este se compõe de um ramo setentrional que atravessa a Etiópia na direcção NE-SW (Rifte da Etiópia), bifurcando-se a norte do Lago Vitória em dois outros ramos (ocidental e oriental), expressos por zonas de *rifting*, actividade vulcânica e actividade sísmica.

O ramo ocidental estende-se do Norte de Uganda até ao Sul de Moçambique. Integra uma sucessão de vales de rifte constituindo depressões tectónicas onde ocorrem os principais lagos da região, como os lagos Albert, Eduard, Tanganyika e Niassa. O ramo oriental, caracterizado pela abundância de actividade vulcânica no sector Norte, prolonga-se para S atravessando o Quénia pelo rifte do Quénia e a parte norte da Tanzânia. A continuação meridional deste ramo do SFREA está pouco estudada. No entanto, embora ainda não de forma conclusiva, existem autores que defendem o seu prolongamento para SE pela margem continental da Tanzânia, ligando-se à Zona de Fractura de Davie, no Oceano Índico, e estendendo-se para sul ao longo do Canal de Moçambique, correspondendo à fronteira leste da microplaca Rovuma (Mougenot et al., 1986; Midzi et al., 1999; Hartnady, 2002; Stamps et al., 2006, 2008; Yang & Chen, 2010, entre outros).

Efectivamente, de acordo com Hartnady (2002), embora a deformação que acomoda a divergência entre as placas Núbia da Somália se distribua nesta região de fronteira de placas, a ocorrência de evidências geológicas de índole neotectónica e a distribuição da actividade sísmica regional demonstram a presença de alguns blocos litosféricos mais estáveis e relativamente assísmicos que se comportam como microplacas. Neste contexto, a região central e setentrional de Moçambique, localizada numa área delimitada pelos ramos oriental e ocidental do Rifte do Leste Africano, forma uma zona ampla da microplaca denominada Rovuma (Yang & Chen, 2010) (Figura 3).

A actividade neotectónica do Sistema de Falhas do Rifte Este-Africano está ainda deficientemente caracterizada devido à sua extensão (~ 5.000 km) e difícil acessibilidade (Calais et al., 2006). Contudo, na actualidade registam-se evidências da actividade deste sistema tectónico, manifestada pela frequência de sismicidade que ocorre ao longo do seu traçado. A título de exemplo, referem-se os sismos de Machaze e de Lacerda em 2006, que atingiram magnitude ML de 7 e 5,6 respectivamente (Feitio *et al.*, 2009) e que correspondem aos últimos sismos mais significativos que foram sentidos em Moçambique.

Através da análise da distribuição espacial dos epicentros sísmicos na região do Leste Africano feita por Hartnady (2002) e Stamps et al (2008) foi possível concluir que o sistema do Rifte fragmenta as placas Núbia (NB) e Somália (SM) em diversas microplacas (Rovuma - RV, Ukerewe Nyanza - UN, Transgariep - TG, e Lwandle - LW) (Figura 3). A velocidade de afastamento entre placas medida por GPS varia entre 6,5 mm/ano, a Norte, e 1,1 mm/ano, a Sul (Figura 4). Ao nível da microplaca Rovuma, o rifte fronteiro a W tem uma taxa de expansão aproximada de 4 mm/ano no extremo Norte e de 1,5 mm/ano a Sul. A fronteira E apresenta uma taxa de expansão estimada de 0,5 a 1 mm/ano (Stamps et al. 2008; Figura 4). A região central e setentrional de Moçambique está integrada na microplaca Rovuma.

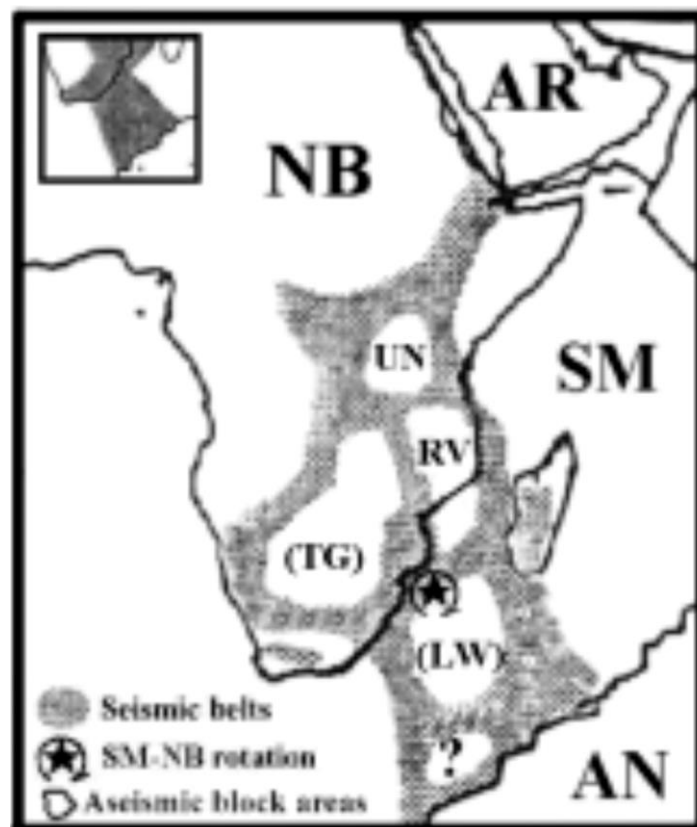


Figura 3: Modelo de microplacas onde se representa a sua distribuição geográfica, (NB - placa Núbia, SM- placa Somália, UN - microplaca Ukerewe Nyanza, RV – microplaca Rovuma, TG - microplaca Transgariép, LW – microplaca Lwandle, NA – Placa Antártida), AR – Placa Árbia (retirado de Hartnady, 2002).

O limite Norte da microplaca Rovuma está mal definido, considerando-se coincidir com a faixa de sismicidade difusa correspondente ao ramo oriental do SFREA que se estende do extremo Sul do rifte do Quênia para WSW e ESE, numa zona conhecida por *Northern Tanzania Divergence* (Yang & Chen, 2010). Esta zona de fronteira situa-se a sul da zona de actividade vulcânica localizada na área de fronteira do Quênia com a Tanzânia, onde se situa o Monte Kilimanjaro (Hartnady, 2002). A fronteira ocidental da microplaca é marcada pela presença de estruturas neotectónicas e por actividade sísmica intensa, correspondendo ao troço meridional do ramo W do SFREA, de direcção N-S. A sua expressão morfotectónica, em depressão topográfica, traduz-se pela presença do rifte do Malawi, ocupado pelo lago Niassa, no Norte de Moçambique, pela estrutura em graben de Urema, no centro, e a estrutura em monoclinal de Libombo no Sul de Moçambique (Midzi et al, 1999). A E, a microplaca Rovuma é limitada pelo prolongamento do ramo oriental do SFREA para SE, pela margem continental, a partir do Norte de Tanzânia até à zona de *Davie Ridge* no oceano Índico. A sul a fronteira da microplaca é marcada por

2.5 Estruturas tectónicas no Canal de Moçambique

De uma forma genérica a tectónica no Canal de Moçambique é caracterizada pela actividade associada à fronteira leste da microplaca Rovuma, nomeadamente à Zona de Fractura de *Davie Ridge*, no norte do Canal, e ao “Eixo Sísmico de Quathlamba”, no sector central e sul, continuando-se pela Crista de Moçambique (*Mozambique Ridge*), a sul.

A Zona de Fractura de *Davie Ridge* e a “Crista de Moçambique” correspondem a estruturas com falhas extensionais definidas embora mal conhecidas. Estudos sobre a génese destas duas estruturas sugerem contudo terem origens distintas.

O Eixo Sísmico de Quathlamba define-se principalmente como um alinhamento difuso de actividade sísmica (Figura 1), cuja relação com as estruturas activas sismogénicas é deficiente. Está situado entre as duas estruturas acima mencionadas, expressando a continuação da fronteira entre a microplaca Rovuma e a Placa Somália para sul da Zona de Fractura de *Davie Ridge* e, segundo Stamps *et al.*, (2008), o seu comportamento cinemático varia de 0,6 a 1,1 mm por ano (Figura 4).

2.5.1 Davie Ridge

Davie Ridge situa-se na margem continental do Norte de Moçambique, com orientação tendencialmente norte-sul. Atravessa longitudinalmente o Canal de Moçambique estendendo-se até à região central do Canal, a oeste da costa ocidental de Madagáscar (Figura 5). Estabelece a fronteira entre a Bacia de Somália a NE e a bacia de Moçambique a SW (Leinweber *et al.* 2013).

A morfoestrutura de *Davie Ridge* corresponde a uma antiga zona de falha transformante que actuou no Jurássico e Cretácico durante a fragmentação do Gondwana Oriental originando a separação da Índia, Madagáscar e Antártida, e a formação da Bacia da Somália (Droz & Mougénot, 1987 *in* Lawyer & Ray 2001). A oeste e ao longo da sua extensão identificam-se dois sistemas de grabens, de Quirimbas e de Lacerda, cuja génese possivelmente está associada à reactivação de falhas de desligamento da *Davie Ridge*, em modo de falha normal (Mougénot *et al.*, 1986).

2.5.2 “Crista de Moçambique” (Mozambique Ridge)

A Crista de Moçambique (*Mozambique Ridge*) corresponde a um planalto submarino localizado para sul do extremo meridional do Canal de Moçambique, aproximadamente entre as latitudes 25° e 31° S, marginando a Bacia de Moçambique situada a NE (Figura 5). Apresenta estruturas em horst, sendo constituída por rochas vulcânicas de idade jurássica inferior cobertas por sequências sedimentares do Cretácico e mais jovens, porém com um hiato de ~40 Ma entre elas. Está pouco estudada do ponto de vista neotectónico e, por esse motivo, existem ainda muitas incertezas sobre o seu desenvolvimento mais recente. Porém, sabe-se que a sua génese não está relacionada com o Sistema de Falhas do Rife do Leste Africano. Vários modelos foram desenvolvidos para explicar a génese da Bacia de Moçambique e da Crista de Moçambique. König *et al.* (2007, 2009) propuseram dois modelos possíveis para a sua origem, sendo a primeira hipótese de que esta unidade morfoestrutural é de origem puramente oceânica. O segundo modelo caracteriza-a como sendo uma grande província magmática que esteve sujeita a tectónica extensional durante a separação entre a África e a Antártida no Cretácico Inferior, tendo-se formado uma zona de fractura de falhas normais que se tornou inactiva no Cenomaniano. Segundo Ben-Avraham *et al.* (1993) a faixa central desta unidade apresenta falhas activas.

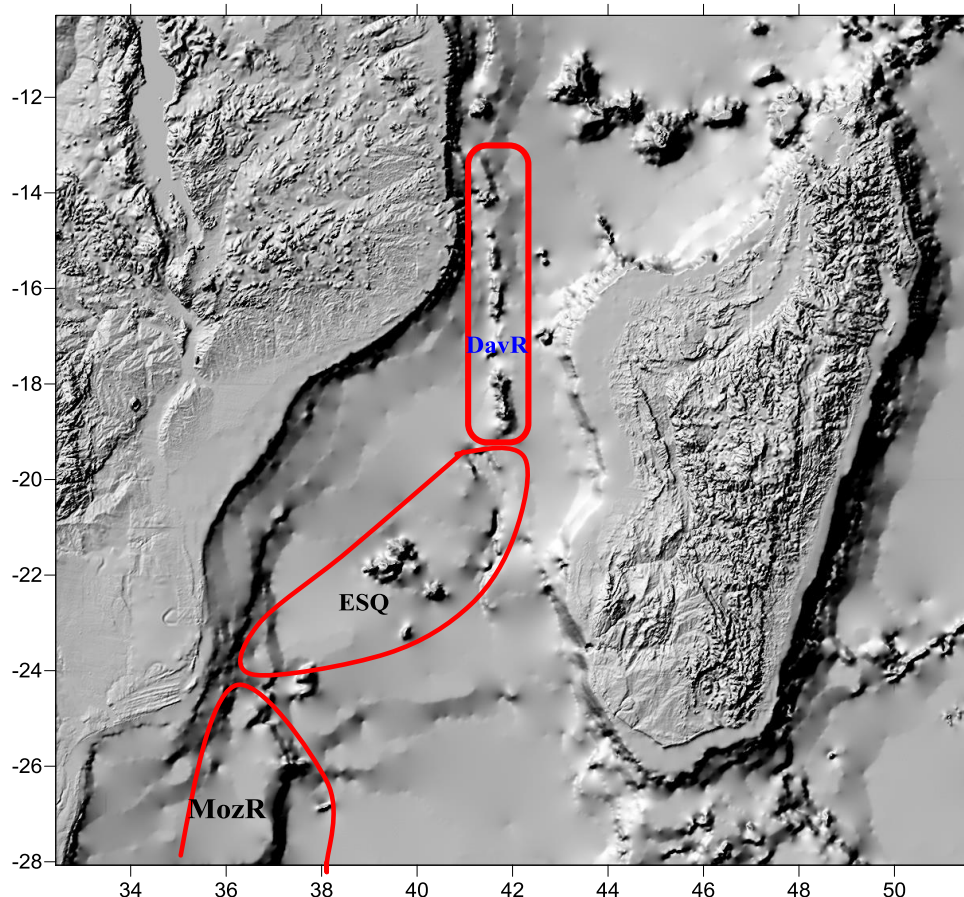


Figura 5: Localização e disposição espacial das morfoestruturas do Canal de Moçambique. (DavR – *Davie Ridge*, ESQ – Eixo sísmico de Quathlamba, MozR – *Mozambique Ridge*).

2.6 Sismicidade no Canal de Moçambique

Um sismo consiste na ocorrência de ondas elásticas que se geram numa fonte sismogénica – uma falha, no caso dos sismos tectónicos, e que se propagam a partir do seu local de origem através dos materiais constituintes do Globo (Cabral, 1996).

No Leste Africano, e em Moçambique em particular, a sismicidade está relacionada com o sistema de falhas do Rifte do Leste Africano e é caracterizada no geral pela ocorrência de sismos superficiais, como revela o estudo de Chen e Yang (2010) sobre a sismicidade ao longo do SFRLA, evidenciando profundidades focais compreendidas aproximadamente entre 15 e 35 km. Para caracterizar a sismicidade em Moçambique recorreu-se à informação sobre eventos sísmicos fornecida pelo *Internacional Seismological Centre* (ISC), tendo-se seleccionado os sismos que ocorreram no Canal de Moçambique e com magnitude ML igual ou superior de 5. Na tabela 1 pode verificar-se que de 1915 a 2014 ocorreram 21 eventos com essas características.

Como se referiu, esta actividade sísmica significativa localizada no Canal de Moçambique suporta o possível prolongamento do ramo oriental do SFREA para sul, ao longo do Eixo Sísmico de Quathlamba até à Crista de Moçambique (Saria *et al.*, 2014; Stamps *et al.*, 2014)

Nº	Data	Lat	Log	Prof (km)	Mag. (MI)
1	5/8/1915	23.0000	39.0000	35.0	6.8
2	10/23/1938	-17.0000	42.0000	35.0	6.0
3	5/10/1950	-16.6000	42.0000		6.5
4	3/1/1955	-15.5000	41.5000		5.6
5	2/17/1981	-22.9033	39.4698	33.0	5.7
6	6/20/1982	-20.3972	40.5672	10.0	5.5
7	5/14/1985	-10.7170	41.2631	37.3	5.6
8	5/14/1985	-10.6255	41.3315	33.4	6.2
9	5/14/1985	-10.6949	41.3135	10.0	5.5
10	5/30/1985	-10.6706	41.3178	10.0	5.7
11	6/28/1985	-10.6864	41.2297	10.0	5.7
12	12/1/1993	-12.8037	44.7497	10.0	5.6
13	7/20/1995	-12.4416	41.4472	10.0	5.5
14	8/10/1995	-15.5327	41.5205	10.0	5.5
15	6/18/2006	-17.7609	41.7655	10.0	5.5
16	9/17/2006	-17.6815	41.7413	10.0	5.5
17	9/17/2006	-17.6850	41.8166	19.5	5.6
18	9/24/2006	-17.7742	41.7486	18.2	5.5
19	9/16/2007	-11.8321	42.0744		6.2
20	8/27/2008	-10.6965	41.4321	14.9	5.7
21	2/13/2012	-13.8608	40.9201	10.0	5.6

Tabela 1: Sismicidade no canal de Moçambique (Fonte: <http://isc-mirror.iris.washington.edu/temp/pics>)

CAPITULO III

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE PERIGOSIDADE SÍSMICA ASSOCIADA A FALHAS NORMAIS

3.1 Avaliação da perigosidade sísmica

O conceito de perigosidade sísmica pode ser definido como a probabilidade de ocorrência de um sismo com potencialidade de causar danos num determinado lugar. A avaliação da perigosidade sísmica visa prever a dimensão de um sismo espectável numa determinada área assim como a probabilidade da sua ocorrência. Nesta abordagem é necessário proceder-se à identificação das fontes sismogénicas com o potencial de gerarem sismos capazes de afectarem o local de interesse, estimar a magnitude espectável dos sismos e a sua recorrência, e identificar a distância a cada fonte e a sua orientação (Somerville, 2000). Se no processo de avaliação da perigosidade sísmica se utilizar uma abordagem probabilística, considera-se um número elevado de eventos sísmicos, e a sua frequência constitui um parâmetro fundamental nas análises (Somerville, 2000).

Presentemente a dimensão dos sismos é geralmente caracterizada pelo momento sísmico (M_0) e a magnitude de momento (M_W), pelo facto de estes parâmetros estarem directamente relacionados com o mecanismo da ruptura sísmica, nomeadamente a área de ruptura da falha, o deslocamento cossísmico médio, e a rigidez das rochas envolvidas. O momento sísmico de um sismo pode ser determinado a partir de registos instrumentais, ou directamente a partir das características da ruptura sísmica na falha, nomeadamente o comprimento e largura da ruptura (i.e. a área), e o deslocamento cossísmico médio na falha, considerando-se um valor padrão para o módulo de rigidez das rochas. O momento sísmico pode igualmente ser obtido a partir de uma estimativa da magnitude de momento baseada em relações empíricas entre esta magnitude e os parâmetros de ruptura na falha sismogénica (M_W - área de ruptura, M_W - comprimento de ruptura superficial, M_W - deslocamento médio ou deslocamento máximo superficial, entre outras), podendo aplicar-se correlações propostas por diferentes autores. Neste trabalho aplicaram-se as correlações empíricas de Wells & Coppersmith (1994) que, embora relativamente antigas, são ainda das mais utilizadas, e as correlações propostas por Manighetti *et al.* (2006).

3.2 Características da evolução das falhas normais

Segundo diversos trabalhos sobre a neotectónica da área em estudo, esta caracteriza-se pela ocorrência de falhas normais associadas ao regime tectónico extensivo do *SFREA*, e à evolução do seu ramo oriental em particular.

Vários geocientistas que se dedicam no estudo das características das falhas normais têm-se concentrado em compreender as relações de escala destas falhas, nomeadamente as suas dimensões, distribuição, relação entre o deslocamento e o comprimento, e a deformação por elas acomodada. Diversos autores, como Pickering, *et al.* (1995), Ackermann, *et al.* (1996), Cartwright *et al.* (1995) e Dawers *et al.* (2001) sugerem que a evolução das falhas decorre de propagação e ligação das falhas segmentadas. A deformação acomodada por uma população de falhas cuja maioria corresponde a segmentos curtos e de deslocamento menor irá evoluir até desenvolver-se uma população final de falhas composta por um sistema de falhas maiores (Cowie, 1998; Gupta *et al.*, 1998; Dawers *et al.*, 2001). Assim, o padrão de desenvolvimento das falhas normais é consequência de um ou mais processos, entre os quais se destacam os seguintes:

- Nucleação de uma nova falha por fracturação da rocha (neo-ruptura);
- Propagação de uma falha pré-existente;
- Coalescência de falhas.

As falhas extensas desenvolvem-se a partir de falhas pequenas, e vários estudos mostram que existe um grande número de falhas tectónicas com dimensões menores comparado com as de grande extensão. A coalescência é considerada por muitos autores como um modo importante da evolução das falhas.

De acordo com Cartwright *et al.* (1995) e Cowie & Roberts (2008), a configuração em extensão das falhas e sua interligação tem demonstrado ser um importante mecanismo da sua evolução. A evolução do comprimento de falhas por coalescência de falhas segmentadas produz um efeito de crescimento rápido. A Figura 7 apresenta modelos de evolução das falhas normais proposto por Nicol *et al.* (2005)

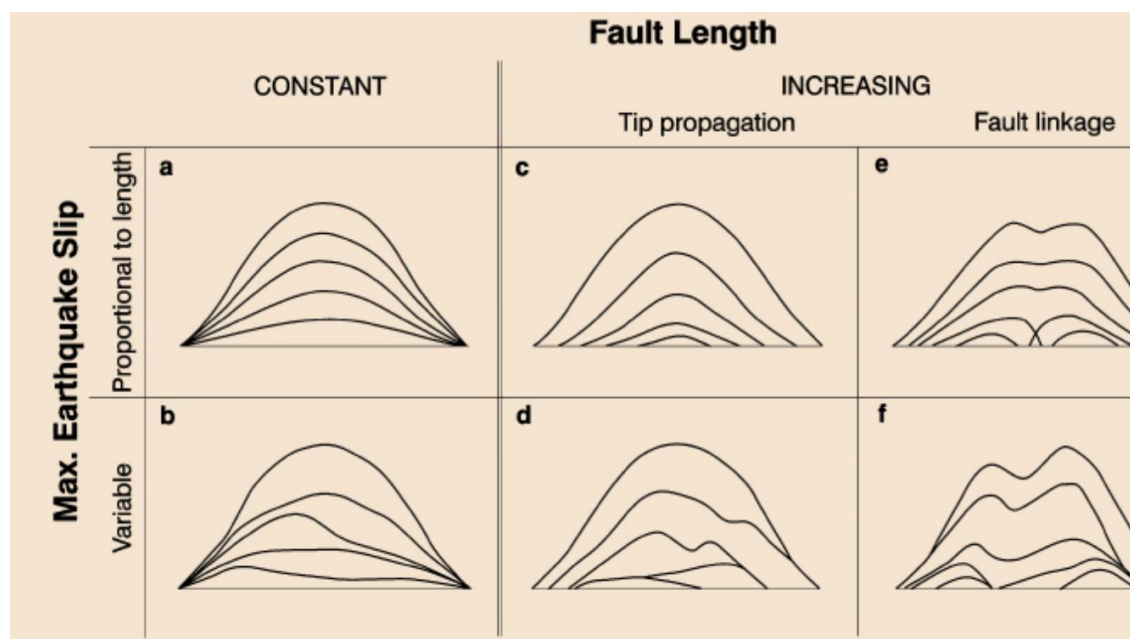


Figura 6: Diagramas que representam modelos de evolução das falhas por eventos de ruptura sísmica, podendo verificar-se diferentes formas da evolução do comprimento das falhas bem como do respectivo deslocamento (retirado de Nicol et al. 2005).

3.3 Características sismotectónicas das falhas normais

Os sistemas de falhas normais no geral tendem a apresentar-se segmentados, compondo-se de segmentos de falha de traçado irregular e relativamente curtos (10 a 50 km), separados por interrupções ou saltos (*gaps* ou *stepovers*) que frequentemente correspondem a barreiras à propagação das rupturas sísmicas. Assim, individualizar falhas normais ou subdividi-las em segmentos distintos constituintes da mesma falha é um exercício algo subjectivo, uma vez que não existem critérios objectivos para designar uma falha isoladamente ou para considerá-la como um segmento de uma falha maior. São exemplo as maiores falhas normais conhecidas com designação própria, correspondentes às falhas de Wasatch (Utah, EUA) e da Serra Nevada (Califórnia-Nevada, EUA), com um comprimento total que atinge 400 km no segundo caso, mas que são compostas por segmentos de falha cujo comprimento varia entre 30 e 65 km, com um valor médio de cerca de 40 km (McCalpin, 2009).

A sismicidade histórica em falhas normais revela rupturas superficiais variando em extensão desde um comprimento tão curto como 4 km, associado a uma magnitude $M_w < 6$, até aos comprimentos mais extensos, atingindo 102 km num sismo de $M_w 7,5$ que ocorreu em 1887 no México (McCalpin, 2009). A análise das rupturas superficiais

em falhas normais evidencia que a generalidade dos sismos de magnitude superior a 7 produzidos por estas falhas está associada a ruptura múltipla em duas ou mais falhas, ou segmentos de falha.

O SFREA foi estudado por Morley (1999, 2002) visando analisar a evolução das falhas desta macroestrutura tectónica a partir das evidências em dados de reflexão sísmica. Segundo aquele autor (op. cit.), as falhas principais - de margem de bacia tectónica (graben ou semi-graben) - mais pequenas no SFREA têm cerca de 50 a 70 km de comprimento, enquanto as maiores, como a falha de Lupa, que margina o lago Rukwa a NE, atingem 150 a 200 km de comprimento.

3.4 *Tsunamis* e suas causas

Os *Tsunamis*, termo derivado do japonês e que significa “onda de porto” –*Tsu* (porto) e *nami* (onda), são ondas de comprimento grande geradas como consequência de uma deformação brusca no fundo do mar. É um fenómeno que pode gerar catástrofes naturais capazes de provocar danos económicos, sociais e humanos avultados.

Os *tsunamis* causados por sismos submarinos são os mais comuns. Ocorrem quando o evento sísmico provoca uma deformação no fundo do mar. Também podem ser causados por deslizamentos de vertentes submarinas, erupções vulcânicas e/ou colapso de edifícios vulcânicos, e pela queda de meteoritos, sendo esta última muito rara.

3.4.1 Características dos *Tsunami*

Durante um sismo submarino parte da energia de deformação elástica libertada é transformada em energia potencial transferida para a coluna da água situada acima da área fonte e convertida na propagação horizontal da perturbação assim gerada na superfície livre do oceano. Os *tsunamis* de maiores magnitudes são gerados por sismos superficiais, de magnitude superior a 7 (Baptista, 2012), em falhas com componente de movimentação dominante em inclinação (*dip slip*). Caracteristicamente apresentam comprimentos de onda na ordem de uma a duas centenas de quilómetros e um período da ordem de dezenas de minutos a uma hora.

A direcção principal de propagação da energia do *tsunami* é no geral perpendicular à orientação da falha que rompe e a sua velocidade depende da profundidade da água. No oceano mais profundo a velocidade de propagação pode atingir 500 a 1000 km/h, a

distância entre cristas sucessivas pode variar de 500 a 650 km, e a altura da onda é no geral inferior a um metro (UNESCO, 2008). No entanto, quanto mais a onda se aproxima da costa menor é a sua velocidade de propagação e maior é a altura da onda, ou seja, a velocidade de propagação das ondas de *tsunamis* diminui à medida que se aproximam da costa, por efeito de redução da profundidade. Efectivamente a altura do *tsunami* é significativamente amplificada relativamente à amplitude em alto mar, atingindo frequentemente valores da ordem dos 10 m ou mais (Baptista, 2012; UNESCO, 2008).

A propagação das ondas de *tsunami* varia de acordo com a orientação e dimensões da área geradora, e com a batimetria regional, sendo afectadas por refacção e reflexão ao longo de sua trajectória. Têm características particulares, porque a sua energia se distribui por toda a coluna de água. Esta característica explica a razão de este fenómeno conter grande quantidade de energia de propagação (UNESCO, 2008)

No estudo das características de *tsunamis* considera-se geralmente que a deformação inicial da superfície livre do oceano é idêntica à deformação cossísmica vertical do fundo do oceano (Baptista, 2012). Estudos mostraram que o deslocamento horizontal contribui também para o deslocamento vertical da coluna de água, sobretudo em regiões de declive batimétrico abrupto (Baptista, 2012)

Os *tsunamis* têm um período que varia de alguns minutos até uma hora e, em casos excepcionais, este pode ser ainda mais longo. Na costa, podem manifestar-se de diferentes modos dependendo da altura e período das ondas, da proximidade e a forma da costa, da batimetria e estado da maré, entre outros factores. Em alguns casos, um *tsunami* aproxima-se da costa de modo semelhante a uma rápida maré crescente onde pode induzir inundações relativamente benignas nas zonas costeiras baixas. Noutros casos pode atingir a costa como se fosse uma parede vertical de águas turbulentas e podem ser muito destrutivos. Ademais, na maioria dos casos ocorre um abaixamento no nível do mar precedendo as cristas das ondas do *tsunami* causando um recuo da linha de costa em cerca de um quilómetro ou mais (UNESCO 2008). A destruição e os danos causados por um *tsunami* são consequência directa de três factores: inundação, impacto das ondas sobre estruturas e erosão.

3.4.2 Modelação de *Tsunami*

O objectivo da modelação dos *tsunamis* consiste em prever de uma forma mais rápida e confiável a sua propagação desde o oceano até à linha da costa utilizando-se modelos numéricos para o efeito (Meinig *et al.*, 2005; Titov & Gonzalez 1997; Titov *et al.*, 1999; Gonzalez *et al.*, 1995; Mofjeld *et al.*, 2000 e Zhang *et al* 2008).

Um *tsumani* é no geral caracterizado por três fases nomeadamente: Geração, propagação e inundação. Apresentamos neste trabalho dados sobre o perigo do *tsunami* gerado por um evento sísmico para a cidade da Beira, através de fontes sísmicas próximas. Como nos referimos anteriormente, a primeira etapa de um *tsunami* é a geração, e a modelação desta etapa consiste no cálculo numérico do deslocamento superficial no fundo marinho. Esta etapa tem-se mostrado de capital importância na modelação deste tipo de fenómeno natural dado que representa a condição inicial do qual as fases seguintes dependerão (propagação e inundação). Deste modo, é importante considerar a precisão na determinação dos parâmetros das falhas (geometria da ruptura e deslocamento cossísmico, *slip*). A primeira fase da modelação para a geração do *tsunami* é a determinação da deformação vertical no fundo do mar resultante de um evento sísmico e posteriormente calcular a deslocação da superfície do mar resultante.

Para o feito, é fundamental encontrar um modelo que possa estimar o modo como o fundo do mar se deforma após um evento sísmico. Mansinha e Smiley (1971) e Okada, (1985) sugerem, por simplificação, que a ruptura nas falhas ocorre com um deslocamento uniforme num plano de falha rectangular (Figura 8),

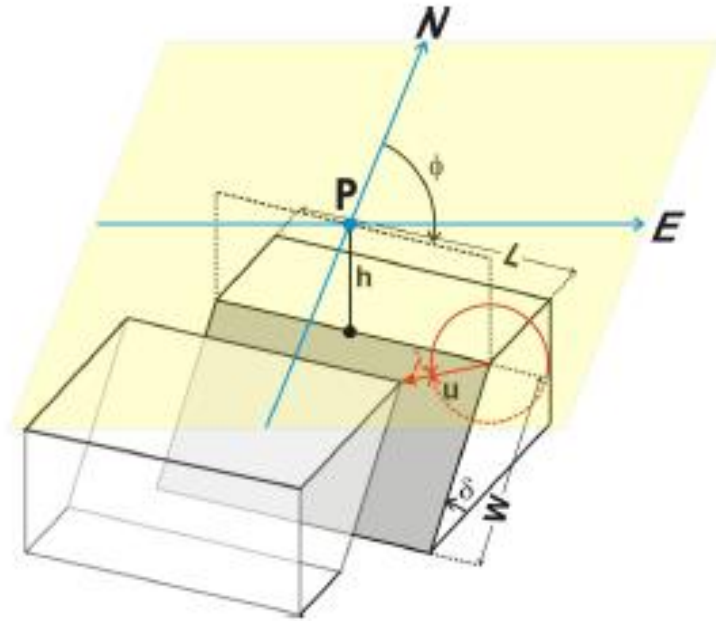


Figura 7: Modelo de deformação elástico proposto por Okada (1985) onde são representados os principais parâmetros da falha. Retirado de Matias et al, (2013)

A eficácia do modelo de Okada na modelação de *tsunamis* passa pela determinação eficaz dos parâmetros das falhas para cada cenário, nomeadamente os seguintes:

- largura (W);
- comprimento (L);
- inclinação (δ);
- azimute (direcção ou *strike*, ϕ);
- atitude da “linha de deslizamento” ou *slip line* (*rake*, λ);
- deslocamento médio na falha (*slip*, u)

3.4.3 Propagação do *Tsunami*

A propagação do *tsunami* corresponde a segunda fase da modelação do *tunamis* em que consiste nos cálculos hidrodinâmicos da propagação das ondas à partir da fonte até a área do impacto. Existem vários modelos computacionais desenvolvidos para esse efeito, e estão adequados para a propagação das ondas geradas a curta e a longa distancia. Segundo Zhang, *et al* (2008), dados sobre este tipo de estudo indicam que a maioria dos modelos foi efectuada em duas dimensões com latitude e longitudes sendo variáveis independentes. Na simulação de *tsunami* é no geralmente desprezado o atrito assim como

qualquer outro gradiente de fluxo vertical determinado pelo facto de serem ondas longas. Estas ondas são caracterizadas por possuírem comprimento de onda superior em relação a profundidade oceânica, (Synolakis, 2003, Omira, 2010). Estas características fazem com que os *tsunamis* se comportem como ondas de águas pouco profundas (*shallow water waves*) ou seja quando cumprem a condição: $\frac{h}{\lambda} \ll 1$, (Baptista, 2012).

Onde h é a profundidade da água e λ o comprimento da onda.

A aproximação das ondas longas é determinada pelas equações das águas pouco profundas que descrevem a evolução da superfície da água, a elevação e a velocidade da partícula da água considerando a profundidade média do comprimento da onda longa, comparando com a profundidade do domínio da propagação figura 8.

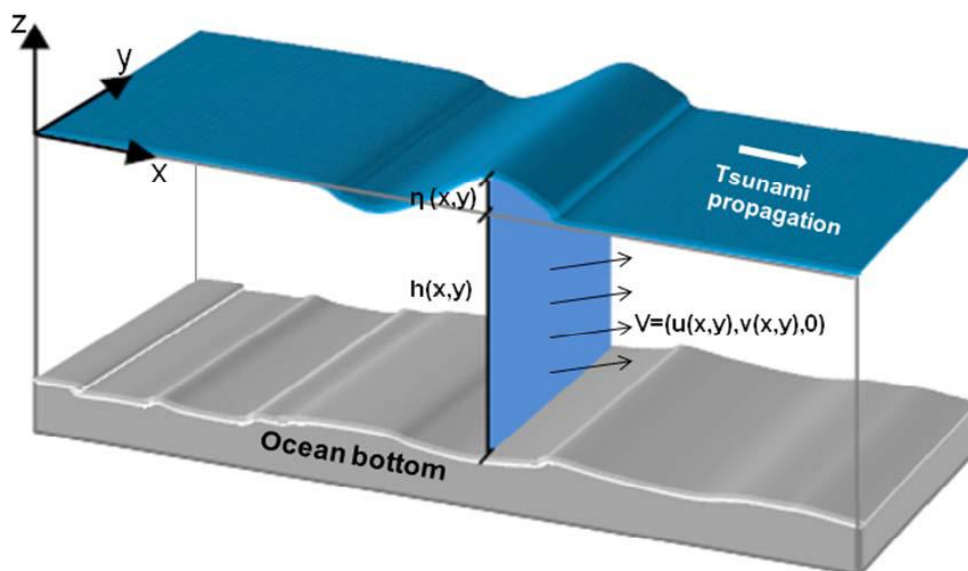


Figura 8: Representação gráfica da propagação da onda do *tsunami*, em que η representa a superfície livre da onda, h a profundidade, u e v são componentes da velocidade nas direções x e y respectivamente (retirado do Omira, 2010)

Num evento sísmico, a energia libertada é transferida para a coluna da água e propaga-se através das partículas do meio em todas as direções. De acordo com Baptista (2012), durante a propagação pode se considerar válida a aproximação das ondas longas uma vez que o comprimento de onda dos *tsunamis* é, na maior parte do percurso muito maior do que a profundidade do oceano. No âmbito das equações bidimensionais são considerados propagação linear e não linear na aproximação das ondas. As equações lineares são as

vulgarmente utilizadas pelo facto de serem mais simples de aplicar e fornecem resposta confiável sobre o tempo de propagação do *tsunami* em fontes distantes (Titov *et al.*, 2003) por outro lado existem igualmente equações para fontes próximos e distantes para regimes não linear. Para as fontes distantes há que considerar o efeito da força de Coriolis durante a propagação das ondas. As equações que descrevem a propagação não linear são a equação da continuidade e a do momento, desprezando o atrito com o fundo do mar (Baptista, 2012):

$$\frac{\partial(h+\eta)}{\partial t} + u \frac{\partial(h+\eta)}{\partial x} + (h+\eta) \frac{\partial u}{\partial x} = 0; \quad \frac{\partial u}{\partial t} + g \frac{\partial(h+\eta)}{\partial x} + u \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad (1)$$

Onde h corresponde a profundidade da água, η o deslocamento da superfície livre a partir da posição de equilíbrio e u a média da componente horizontal do campo da velocidade ao longo da coluna de água, e g aceleração de gravidade, na direcção dos eixos dos x . Na aproximação não dispersiva das águas pouco profundas a velocidade de fase é dada pelas equações 2 e 3;

Para direcções x

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + h \frac{\partial u}{\partial x} = 0; \quad \frac{\partial u}{\partial t} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (2)$$

Para direcções y

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + h \frac{\partial v}{\partial y} = 0; \quad \frac{\partial v}{\partial t} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

Na aproximação não dispersiva a velocidade do *tsunami* é dada pela equação

$$v = \sqrt{gh} \quad (4)$$

Em que v – velocidade de propagação da onda, h – profundidade do oceano e g – aceleração da gravidade.

Durante a propagação da onda do *tsunami* a sua velocidade varia conforme o sentido do gradiente de profundidade, esta situação proporciona para que a sua trajetória não seja uniforme. Quando o *tsunami* se aproxima da costa e se propaga em águas menos profundas, a sua velocidade e a sua energia cinética diminui. A energia mecânica mantém-se quase constante e com consequentemente aumento da energia potencial, verificando-

se um aumento da altura da onda. A determinação da altura da onda do *tsunami* ao aproximar-se da costa é dada pela seguinte equação:

$$\frac{h_s}{h_p} = \left(\frac{H_p}{H_s} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (5)$$

Em que h_s , - representa a altura da onda em águas superficiais, h_p - altura da onda em águas profundas, H_p – profundidade em águas profundas e H_s – profundidade em águas superficiais.

3.5.4 Altura da onda e sua inundação

Estimar o espraiamento (*Run Up*) e a extensão da área inundada corresponde a última etapa do processo de modelação do *tsunami*. Nesta fase as ondas galgam a linha de costa inundando as áreas secas e podendo provocar danos humanos e económicos avultados. O comportamento da propagação do *tsunami* durante a inundação depende em grande medida da topografia do terreno, das infraestruturas existentes (Omira, 2010) segundo o mesmo autor, esta fase é provavelmente a mais difícil, pois inclui-se nesta etapa a interacção das ondas com linha da costa, sua propagação na área continental. Por outro lado são necessários para efeito dados batimétricos e topográficos de alta resolução para a realização de uma previsão confiável de aproximação costeira de altura da onda e a área de inundação.

O estudos de inundação pode ser conduzida com base numa abordagem probabilística em que são considerados vários cenários de *tsunami*, e é avaliada a vulnerabilidade da costa para risco de *tsunami*, ou podem se concentrar sobre o efeito de um "pior cenário especial" e avaliar o seu impacto sobretudo impacto elevado sobre a área de estudo.

Os resultados do estudo de inundação por *tsunami* devem incluir informações sobre a altura máxima da onda, velocidade máxima de propagação função da localização, linha máxima de inundação, bem como as séries temporais de altura de onda em diferentes locais, indicando o tempo de chegada das ondas. Esta informação pode ser utilizada por gestores de emergência e urbanistas principalmente para estabelecer rotas de evacuação e localização de infraestruturas vitais, (http://www.tsunami.noaa.gov/research_modeling.html).

3.4.5 Perigo de *Tsunami*.

O conceito de perigo se refere a uma potencialidade de causar danos, uma situação que tem um potencial prejudicial para o corpo, o ambiente ou os bens. As situações perigosas são latentes e são no gerar a primeira etapa para o desenvolvimento de uma situação de emergência. A perigosidade pode ser classificada de dois estágios (latente e perigo potencial)

O perigo latente pode se considerar aquele que com impacto indirecto (como o deslizamento das vertentes numa área não habitada). E o perigo potencial, corresponde ao evento que é capaz de resultar em dados humanos, e sócio-económicos, pelo que, requiere uma avaliação do risco e uma possível evacuação (Exemplo inundação por tsunamis).

O perigo de *tsunami* corresponde a probabilidade de uma área costeira ser atingindo por este fenómeno. O historial de maior parte dos *tsunamis* ocorridos, mostram dados que apontam avultados danos com uma extensiva perda humanos e materiais (UNESCO, 2008). A sua determinação pode ser através do método probabilístico e determinístico.

3.4.6 Histórico de *Tsunamis* na Escala Mundial e Moçambique em Particular

3.4.6.1 Histórico de *Tsunamis* à Escala Mundial

Dados históricos sobre *tsunamis* na escala planetária mostram claramente que este fenómeno natural é um dos mais dos mais causa estragos (mortes, destruição de bens humanos e ambientais avultados). Na tabela 2 são apresentados dados referentes a perda de vidas humanas em 10 dos *tsunamis* considerados mais destrutivos.

Nº	Local do <i>tsunami</i>	Data	Estimativa de mortes humanas	Causas do <i>tsunami</i>
1	Enshunada Sea, Japão	20/09/1498	31 000	Sismo, 8,3 de Magnitude
2	Ise Bay, Japão	18/01/1586	+ de 8000	Sismos, 8,2 de Magnitude
3	Nankaido, Japão	28/10/1707	30 000	Sismo, 8,4 de Magnitude
4	Lisboa, Portugal	1/11/1755	60 000	Simo, 8,5 de Magnitude
5	Ihas de Ryuku, Japão	24/04/1771	12 000	Sismo, 7,4 de Magnitude
6	Chile	13/08/1868	25 000	Sismo, 8,5 de Magnitude
7	Krakatau, Indonésia	27/08/1883	40 000	Erupção vulcânica
8	Sanriku, Japão	15/06/1896	22 000	Sismo, 7,6 de magnitude
9	Sumatra, Indonesia	26/12/2004	230 000	Sismo, 9,1 de Magnitude
10	Japão	11/03/2011	18 000	Sismo, 9,0 de Magnitude

Tabela 2: Dados sobre perdas humanas em 10 dos maiores *tsunamis* registados em vários quadrantes do planeta desde 1498. Retirados na <http://www.australiangeographic.com.au/topics/science-environment/2011/03/the-10-most-destructive-tsunamis-in-history>

3.4.6.2 Histórico de *Tsunamis* em Moçambique

Apesar de Moçambique apresentar condições geológicas e geográficas propícias à sua costa ser atingida por ondas de *tsunami*, não foram encontrados dados históricos relevantes sobre inundações por *tsunamis* nesta região. Contudo, segundo Rugby *et al* (2008) o *tsunami* de Sumatra, Indonésia, de 26 de Dezembro de 2004, ainda que não tenha tido um impacto significativo na costa moçambicana, foi registado com ondas de altura variando entre 20 e 30 cm nos marégrafos do norte (Nacala e Pemba). Esta ocorrência mostrou a susceptibilidade da costa moçambicana a estes fenómenos, por maior razão se gerados em fontes tsunamigénicas “próximas”, localizadas no Canal de Moçambique.

3.5 Batimetria do Canal de Moçambique

O Canal de Moçambique formado há aproximadamente 130 milhões de anos, quando Madagáscar se separou do resto do continente Africano, é limitado a Norte e a Sul pelas latitudes 10° S e 25° S, respectivamente. A sua profundidade média é de cerca de 3.000 m, sendo menos profundo na zona mais estreita, à latitude de cerca de 16° S e mais profundo à latitude de cerca de 25°, com uma profundidade máxima de 4500 m (Figura 9). Na região central da plataforma continental localiza-se um extensa área sedimentar denominada Banco de Sofala, resultante de uma elevada descarga sedimentar proveniente dos rios Zambeze, Pungue, Buzi e Save. Esta região é assim caracterizada por uma faixa de águas pouco profundas cuja profundidade média é de 10 m (JICA, 1998 *in* Nzualo & Rosman 2010).

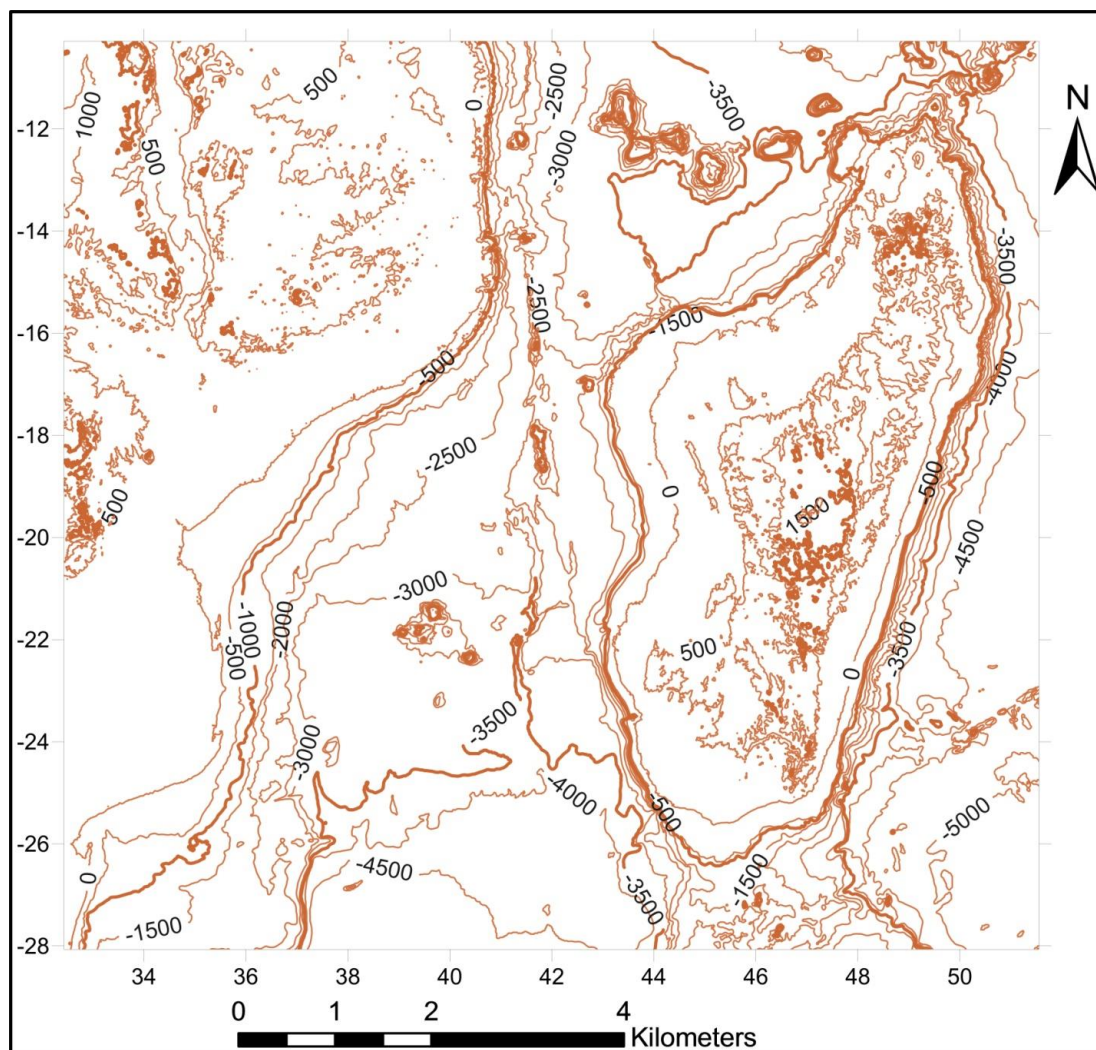


Figura 9: Representação batimétrica do Canal de Moçambique onde pode verificar-se que o sector Norte do canal é menos profundo que o sector Sul, com uma profundidade máxima próxima de 4500 m (Dados GEBCO)

CAPITULO IV

PROCESSAMENTO DE DADOS E RESULTADOS SOBRE O POTENCIAL SÍSMOGÉNICO REGIONAL

4.1 Potencial sismogénico

Na avaliação do potencial sismogénico das falhas activas há que ter em conta a estimativa correcta dos parâmetros de ruptura cossísmica das falhas, pois constituem a principal condicionante da precisão do processo da avaliação. No presente trabalho, os parâmetros das falhas foram estimados recorrendo-se a dois modelos de correlação empírica entre os parâmetros da ruptura sísmica e a magnitude dos sismos gerados, nomeadamente os modelos de regressão empírica elaborados por Wells & Coppersmith (1994) e por Manighetti et al (2006).

4.2 Aplicação do Modelo de Wells e Coppermith para a determinação dos parâmetros das falhas.

Com base nas correlações empíricas de Wells e Coppermith (1994) procedeu-se à determinação da magnitude máxima expectável a partir do comprimento de falhas cartografadas na Carta Tectónica de Moçambique (escala 1:2.000.000) (DNG, 2001). Atendendo às características de segmentação geralmente apresentadas pelas falhas normais, discutidas atrás (3.4), considerou-se um comprimento de ruptura superficial máximo de 100 km, não se assumindo deste modo rupturas cossísmicas superiores nas falhas de maiores dimensões referenciadas na cartografia. Foram consideradas três regiões com potencial sismogénico - *Davie Ridge*, no Norte do Canal de Moçambique, a zona de fracturas de *Mozambique Ridge* no Sul, e a zona central do Canal de Moçambique correspondente à *Quathlamba Seismic Line* referida por diversos autores, deficientemente caracterizada embora dados sobre a sismicidade regional mostrem a ocorrência de alguns eventos sísmicos significativos que lhe são atribuídos.

A magnitude máxima expectável foi calculada pelas seguintes equações de regressão (Wells e Coppersmith, 1994):

$$M_w = 5,08 + 1,16 \log L \quad (6)$$

Onde M_w é a magnitude de momento e L o comprimento de ruptura superficial cossísmica.

Deste modo, a partir da magnitude estimada calcularam-se o deslocamento superficial médio (DM) e a largura da ruptura da falha em profundidade (W).

O deslocamento médio superficial da ruptura cossísmica (*Slip*) foi obtido pela seguinte expressão:

$$\log DM = -4.45 + 0.63 M_w \quad (7)$$

Onde DM é o deslocamento médio e M_w a magnitude de momento.

Para se obter a largura da superfície de ruptura (W) foi aplicada a seguinte expressão:

$$\log W = -1.14 + 0.35 M_w \quad (8)$$

4.3 Aplicação do modelo de Manighetti *et al.* na determinação do deslocamento

Estimou-se o deslocamento máximo da ruptura sísmica nas falhas aplicando o modelo empírico proposto por Manighetti *et al.* (2006), que relaciona o deslocamento (D_{max}) com o comprimento das falhas (L), para diferentes larguras ($W_{sat} \Leftrightarrow W_{max}$).

Considerando uma condição em que a espessura da camada sismogénica da litosfera (Z_{sis}) é conhecida, a largura máxima de ruptura nas falhas é dada pela seguinte expressão:

$$W_{max} = \frac{Z_{sis}}{\sin \alpha} \quad (9)$$

onde α é a inclinação da falha. Como referimos, Yang & Chen (2008, 2010) estudaram as características dos sismos moderados a grandes ao longo do SFREA e constataram que estes são gerados a uma profundidade focal compreendida entre 15 km e 35 km, sugerindo que este valor corresponde à espessura da camada sismogénica na região de estudo.

O deslocamento máximo na falha (D_{max}) foi assim determinado utilizando-se a relação proposta por Manighetti *et al.* (2006):

$$L \geq 2W \quad D_{max} = \alpha \frac{1}{\frac{1}{L} + \frac{1}{2W}} \quad (10)$$

onde $\alpha = 21 \times 10^{-5}$,

Considerou-se o deslocamento médio igual a metade do deslocamento máximo, (Manighetti *et al.* 2006)

4.4 Resultados

Como se referiu, os estudos sobre as falhas no Canal de Moçambique indicam a presença de um sistema caracterizado por falhas normais, podendo dividir-se em três zonas de fractura sendo duas bem definidas embora ainda mal estudadas:

- *Davie Ridge*, a norte, que integra as bacias de Quirimbas e de Lacerda a W, situadas no talude continental moçambicano;
- *Mozambique Ridge*, a sul do Canal.
- A terceira zona localiza-se no sector central do Canal de Moçambique, correspondendo ao Eixo sísmico de Quathlamba; embora não tenham sido encontradas referências sobre o tipo de falhas predominantes nesta zona, mas porque regista uma actividade sísmica considerável e com padrões semelhantes aos das duas zonas acima mencionadas, pensa-se que seja igualmente caracterizada por um sistema de falhas normais;

Os parâmetros das falhas foram obtidos por aplicação dos modelos empíricos de Wells e Coppersmith (1994) e de Manighetti *et al* (2006), considerando-se uma perspectiva de máximo cenário possível, verificando-se o potencial de ocorrência no Canal de Moçambique de falhas com comprimento da ordem de 100 km, capazes de gerarem sismos de Magnitude (Mw) 7,4. Através dos modelos de regressão de Wells e Coppersmith (1994) foram calculados parâmetros de ruptura sísmica das falhas presentes considerando o comprimento máximo das falhas cartografadas na Carta Tectónica de Moçambique (DNG, 200; em anexo 1), limitado a 100 km, uma inclinação de 60° e um mecanismo de ruptura cujo *Rake* é de 90° (em falha normal pura).

A partir da magnitude estimada (Mw 7,4), obtiveram-se valores da largura da ruptura sísmica (*W*) e do deslocamento superficial médio cossísmico (*Slip*) nas falhas. A tabela 3 apresenta o resumo dos resultados calculados pelo modelo de Wells e Coppersmith, (1994) a partir da magnitude.

Falhas	L (km)	W (km)	Slip (m)	α de Mergulho	Localização		Azi. (°)	Rake (°)	Magni .(Mw)
					Log.	Lat.			
DavR	100	28	1,6	60	-17.940	41.631	170	90	7,4
MozR	100	28	1,6	60	-29.026	35.236	194	90	7,4
ESQ	100	28	1,6	60	-21.125	41.428	30	90	7,4
	100	28	1,6	60	-23.316	37.742	202	90	7,4

Tabela 3: Resultados dos parâmetros das falhas sismogénicas

Pela aplicação do modelo de Manighetti *et al* (2006) os parâmetros foram calculados considerando um cenário mais conservativo de profundidade focal máxima de 35 km. Estudos sobre o comportamento de rupturas superficiais causadas por sismos de magnitudes elevadas em falhas de comprimento e largura semelhantes podem apresentar *slips* diferentes. No presente trabalho assumiu-se um padrão de *slip* igual nas três áreas em estudo.

Assim, assumindo-se uma inclinação de 60° a 70°, característica de falhas normais, e o cenário mais conservativo de uma espessura sismogénica de 35 km, obtém-se uma largura máxima de ruptura compreendida entre 40,4 km. A tabela 3 apresenta o resumo dos resultados dos parâmetros das falhas calculadas pelo modelo do Manighetti *et al* (2006)

Falhas	Esp. sismogénica	L (km)	W (km)	Slip médio (m)	α de Merg.	Localização		Azi · (°)	Rake (°)	Mag. (Mw)
						Log.	Lat.			
DavR	35	100	40,4	4,5	60	-17.940	41.631	170	90	7,4
MozR	35	100	40,4	4,5	60	-29.026	35.236	194	90	7,4
ESQ	35	100	40,4	4,5	60	-21.125	41.428	30	90	7,4
	35	100	40,4	4,5	60	-23.316	37.742	202	90	7,4

Tabela 4: Parâmetros das falhas calculados pelo modelo de Manighetti et al, (2006)

CAPITULO V

PROCESSAMENTO DE DADOS E RESULTADOS SOBRE O POTENCIAL DO *TSUNAMI*

5.1. Previsão de cenário de riscos de *tsunami*

Neste trabalho vamos apenas considerar os *tsunamis* de origem sísmica. Um cenário de *tsunami* é o *tsunami* gerado por um determinado sismo ou seja uma única fonte. A geração destes cenários e a propagação do *tsunami* desde a zona fonte até à linha de costa tem como objectivo determinar o tempo de percurso do *tsunami* à costa e a altura de onda com que atinge a costa. Deste modo, para uma análise pormenorizada do perigo deste tipo de evento é necessário considerar um certo número de cenários sísmicos que podem ocorrer na região de interesse para este estudo. Designa-se por pior cenário possível o *tsunami* gerado pelo maior sismo que se pensa poder ocorrer numa determinada zona (Tinti, *et al*, 2011). Para geração do cenário de *tsunami* admite-se que o deslocamento inicial da superfície livre do oceano no momento em que ocorre o sismo é igual à deformação do fundo do oceano causado pelo sismo. Este movimento inicial da superfície livre constitui a condição inicial do modelo de numérico de simulação do *tsunami* juntamente com a batimetria entre a zona de geração e a costa.

O cálculo da deformação do fundo do oceano causada pelo sismo é obtida analiticamente pelas equações de Mansinha e Smiley, (1971). Para simular numericamente a propagação do *tsunami* desde a fonte até à costa utilizou-se o modelo NSWIN (instalado no IPMA) que resolve as equações do movimento – equações de Navier Stokes. Foram calculados mapas de máxima altura de onda para cada um dos cenários apresentados na tabela 4.

Para cada um destes cenários foram também calculados mapas de tempo de percurso do *tsunami* à costa utilizando o modelo *tsunami travel time* TTT. Assim os resultados são apresentados sob a forma de mapas de altura de onda e mapas de tempo de chegada:

- Mapas da altura máxima do *tsunami* observada na entre a zona fonte e a costa representam a máxima altura de onda ou o nível mais alto alcançado pela superfície livre do mar ou e a altura máxima da coluna de água em cada ponto.
- Mapas de tempos de tempo de chegada – apresentam as isócronas correspondentes à propagação do *tsunami* e os tempos de chegada à costa.

5.2. Análise do potencial *tsunamigénico* de cada falha

5.2.1 Deformação inicial da superfície do mar

Para a simulação do *tsunami* sintetizaram-se dados sobre os parâmetros das falhas sismogénicas (comprimento, largura, inclinação, azimuth, deslocamento ao longo do plano de falha), e a magnitude do sismo gerado. Foi calculado o deslocamento inicial da superfície livre utilizando as equações de Mansinha e Smiley (1971) A informação básica dos parâmetros das falhas necessárias para a simulação da geração de *tsunami* é apresentada na tabela 3 cuja sua determinação foi com base no modelo de Manighetti *et al*, (2006). Assumindo que a deformação cossísmica vertical do fundo mar é igual a deformação da superfície livre do mar pode se interpretar nas figuras 10, 11,12 e 13 que as ondas iniciais para todos os cenários em estudo tem uma altura máxima aproximada de 2,7 m e uma mínima de -1,5 m.

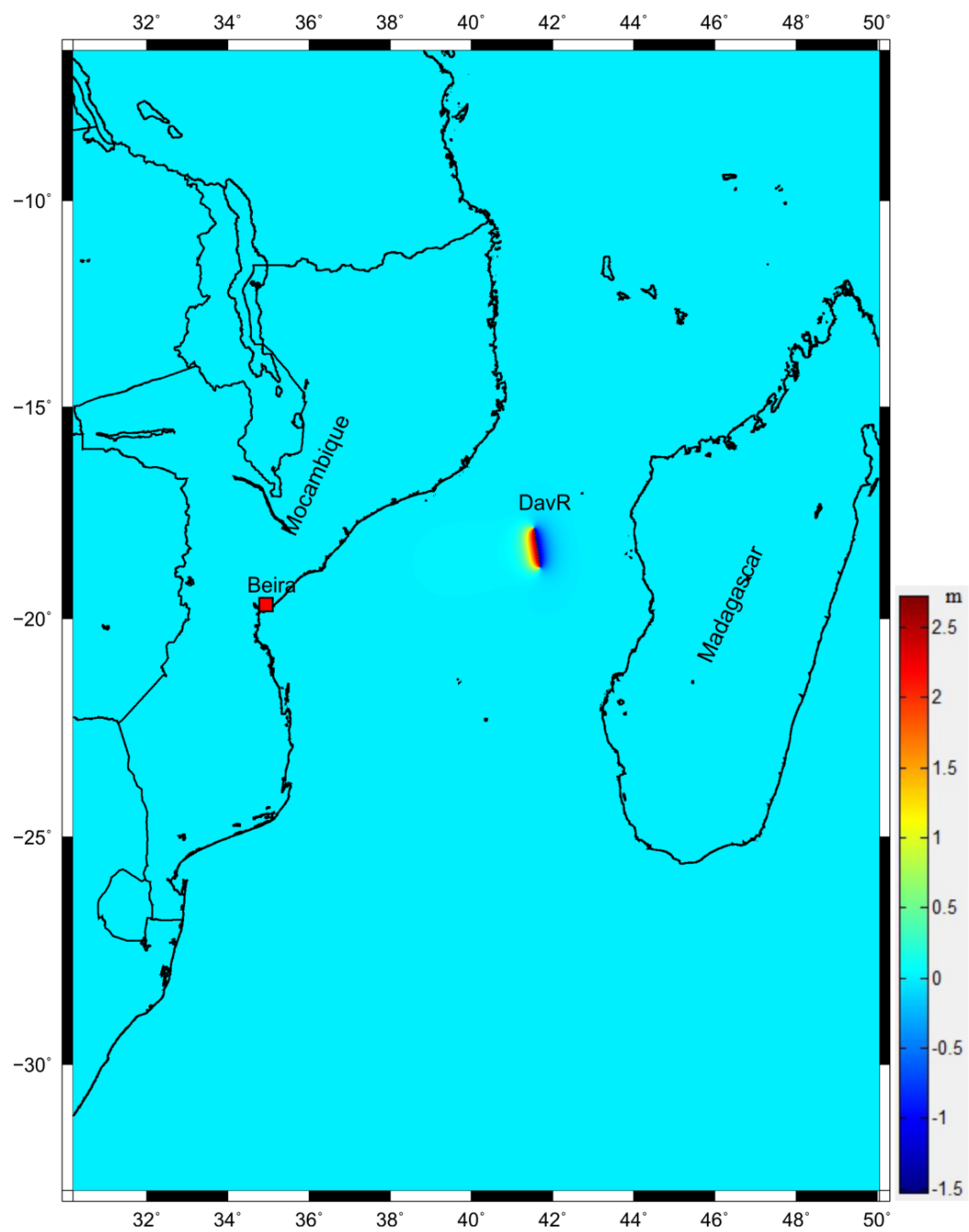


Figura 10: Representação da deformação inicial no fundo do mar em consequência de um sismo em DavR

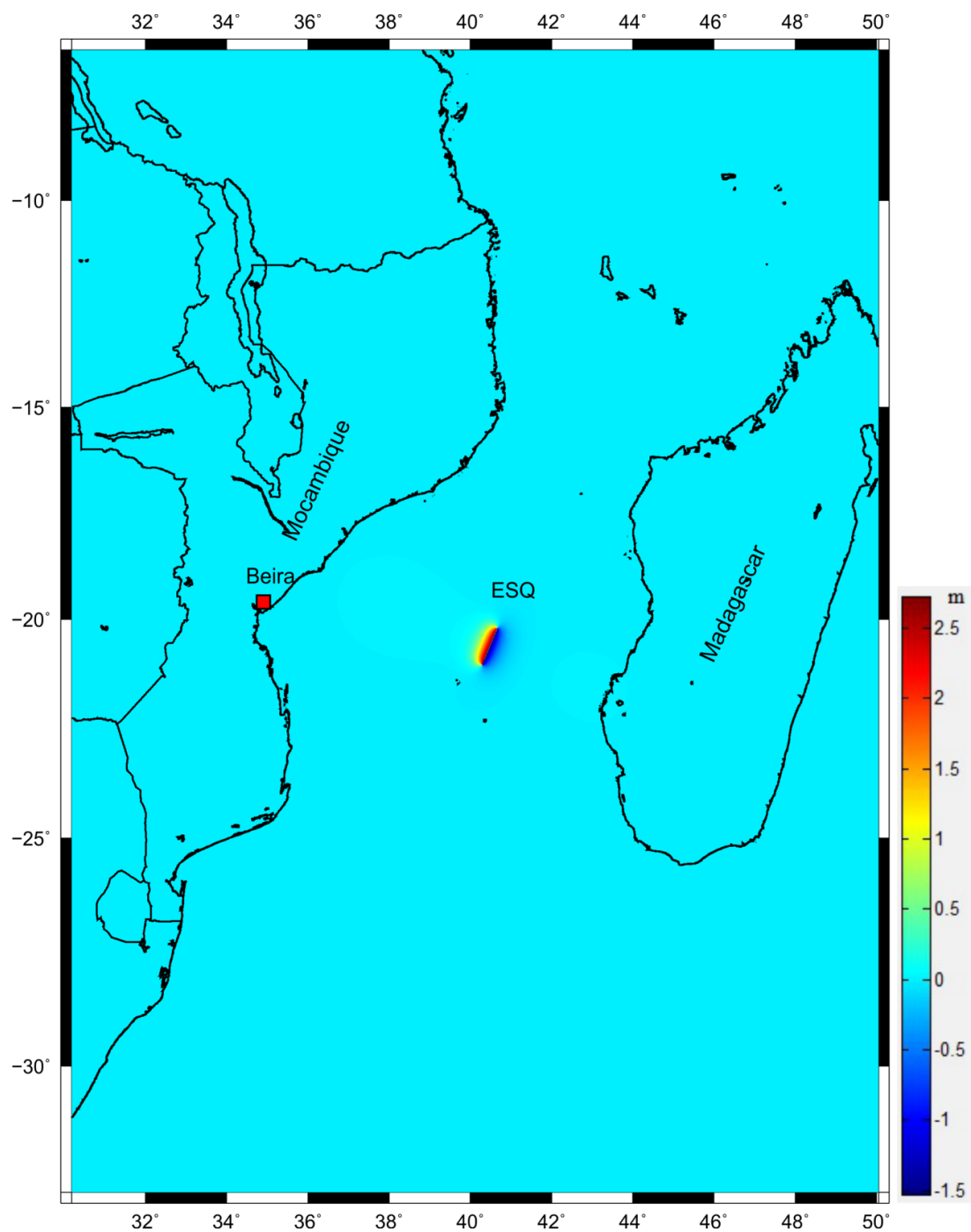


Figura 11: Representação da deformação inicial no fundo do mar em metros, resultante de um sismo no extremo norte do ESQ

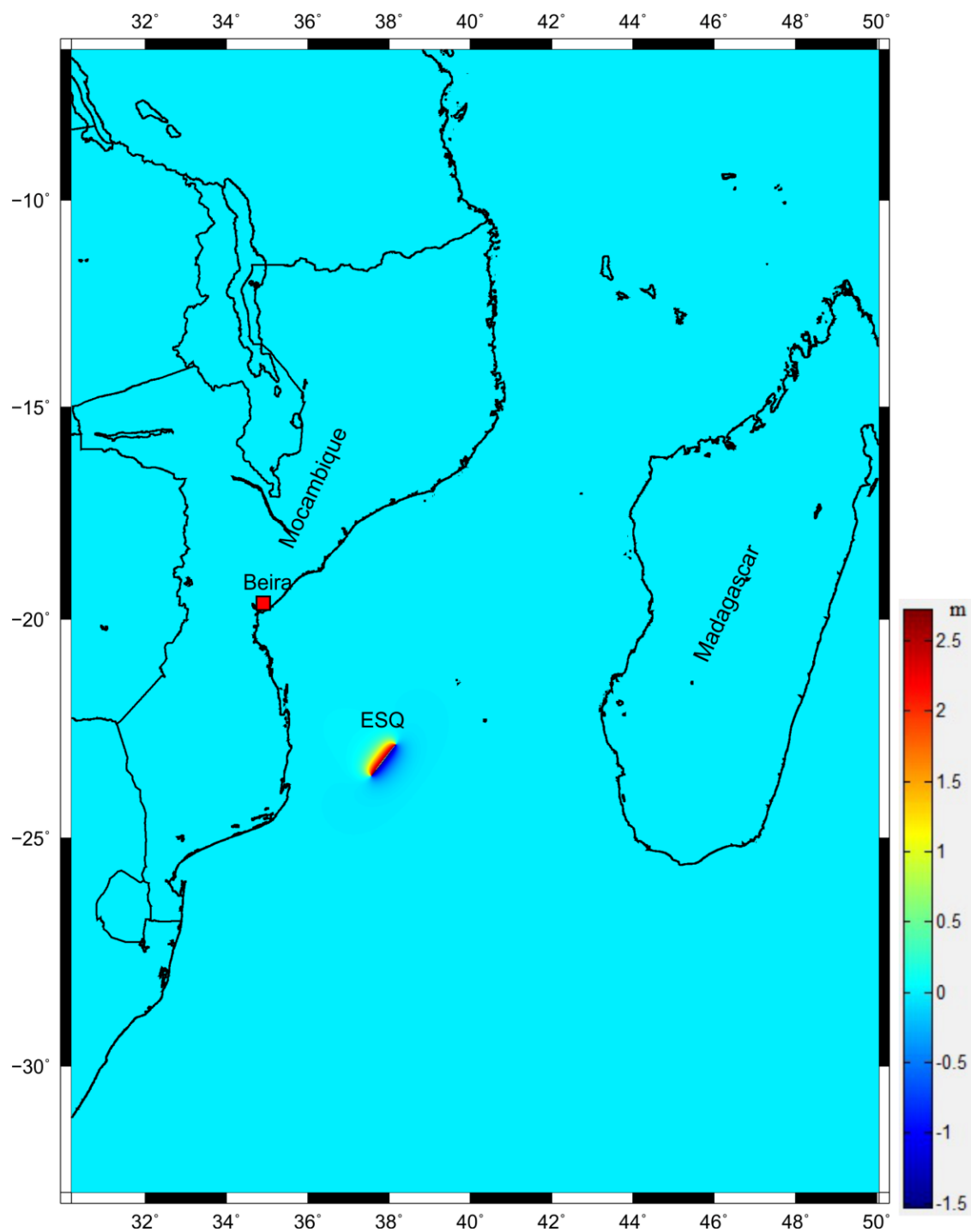


Figura 12: Representação da deformação inicial no fundo do mar em metros, resultante de um sismo no extremo sul do ESQ

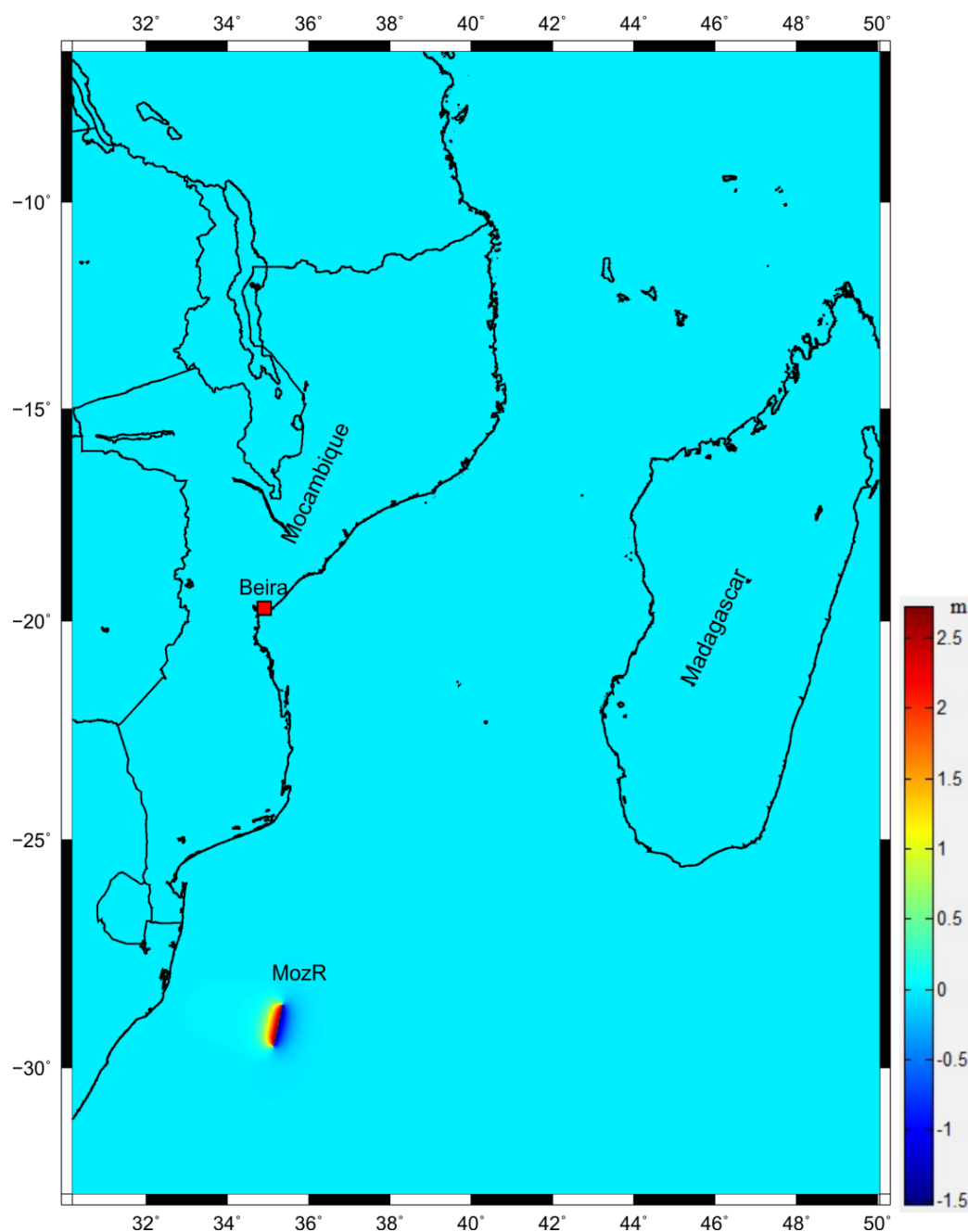


Figura 13: Representação da deformação inicial no fundo do mar em metros, resultante de um sismo na região de MozR

5.2.2 Altura máxima da onda do *tsunami*

A altura máxima da onda gerada em oceano aberto, a altura máxima alcançada pela onda quando galga a linha de costas são uns dos mais importantes descritores do impacto de um *tsunami* numa determinada área em estudo. Para tal utilizou-se o modelo NSWING referido atrás. Tal como seria e esperar a distribuição de energia é máxima na direção perpendicular ao azimuth da falha conforme mostram os mapas de máxima altura de onda conforme figuras 14, 15, 16 e 17. Há referências de estudos que mostram que a direcção

principal de propagação da energia do *tsunami* é no geral perpendicular à orientação da falha que rompe e a sua velocidade depende da profundidade da água. Considerando este princípio, o azimuth da falha e a batimetria constituem elementos fundamentais que influenciam o padrão de distribuição da energia das ondas ao longo da sua propagação. As figuras 14 a 17 apresentam os resultados da distribuição da energia das ondas ao longo da sua propagação e através destas constata-se que, a altura máxima das ondas geradas a partir do DavR (Figura 14) é de aproximadamente 5 m. A direção principal de propagação da sua energia situa-se mais para o norte da cidade da Beira numa região muito distante desta cidade. Verifica-se que nesta região as ondas que galgam a linha de costa tem uma altura igual ou superior a 0,5 m. A linha da costa da cidade da Beira é atingida por ondas com altura próximas e inferiores a 0,5 m. As Figuras 15 e 16 representam o cenário de propagação da altura máxima da onda à partir do Eixo Sísmico de Quathlamba. A opção de representar dois sub-cenários nesta região deveu-se ao facto de se encontrar na região frontal da área em estudo e porque é extenso, pretendia-se obter mais detalhes sobre o comportamento do *tsunami* gerado nesta região uma vez que nas simulações dos cenários de DavR e MozR verificou-se que a altura da onda que atinge a linha de costa da cidade da Beira é menor. Na primeira figura 15 constata-se que tal como na figura 14 a energia se propaga em direção ao extremo norte da cidade numa área distante da cidade da Beira sendo que na costa da cidade da Beira a onda chega com uma altura máxima pouco abaixo de 0,5 m. A figura 16 por seu turno mostra que a maior altura da onda registada é de aproximadamente 3,6 m, na linha costeira da cidade da Beira a altura máxima da onda registada é de aproximadamente 0,5 m.

Mais para o Sul do Canal de Moçambique foi utilizado o cenário MozR (Figura 17), em que a altura máxima da onda no oceano aberto é de cerca de 3,5 m e a sua propagação atinge a costa da área da cidade da Beira próximo de 0,1 m.

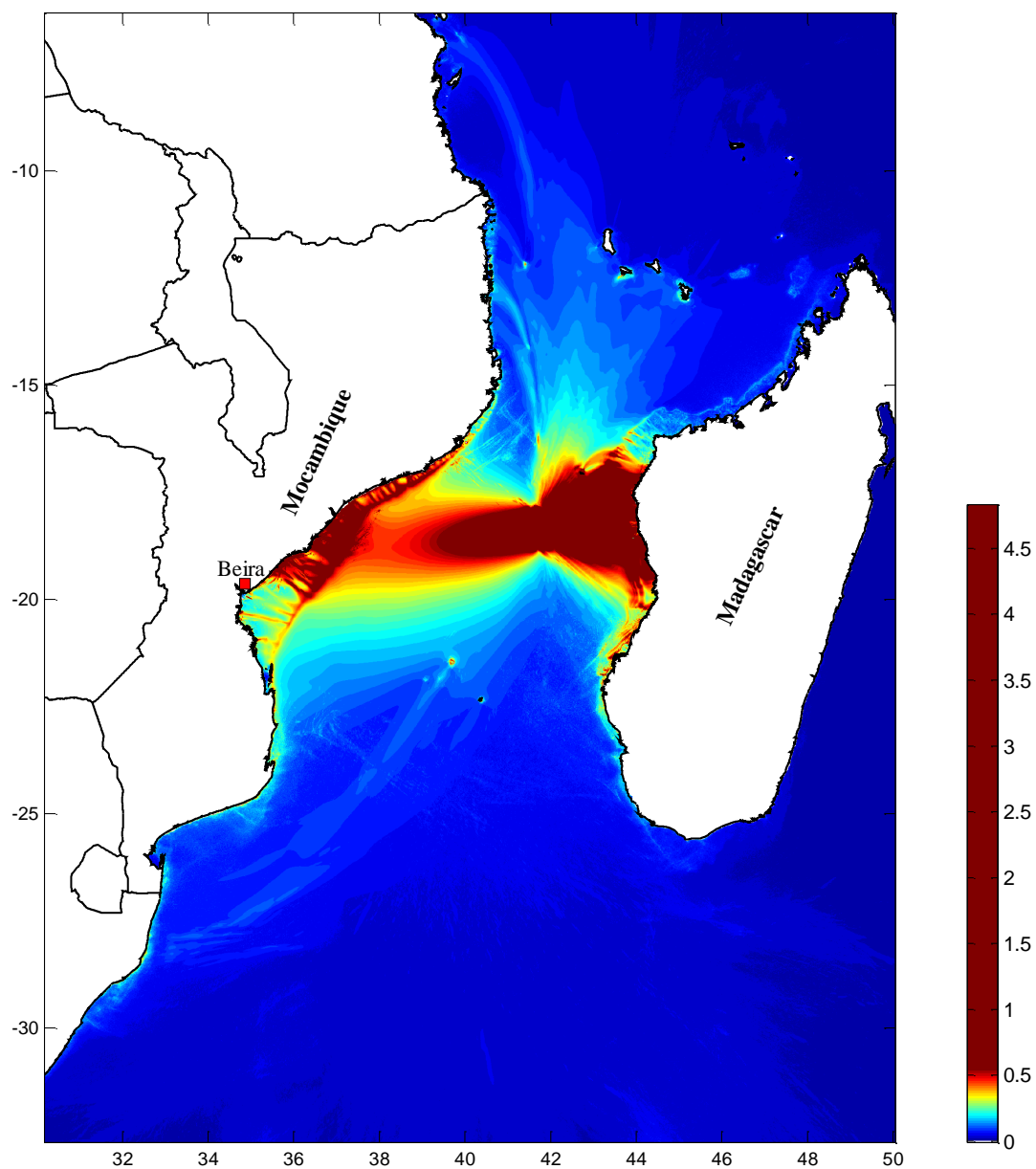


Figura 14: Projecção da distribuição da altura máxima da onda gerada na região de fracturas de DavR. A altura máxima da onda gerada nesta região é próxima de 5,0 m. A faixa de cor castanha escura representa a área com altura máxima da onda igual ou superior a 0,5

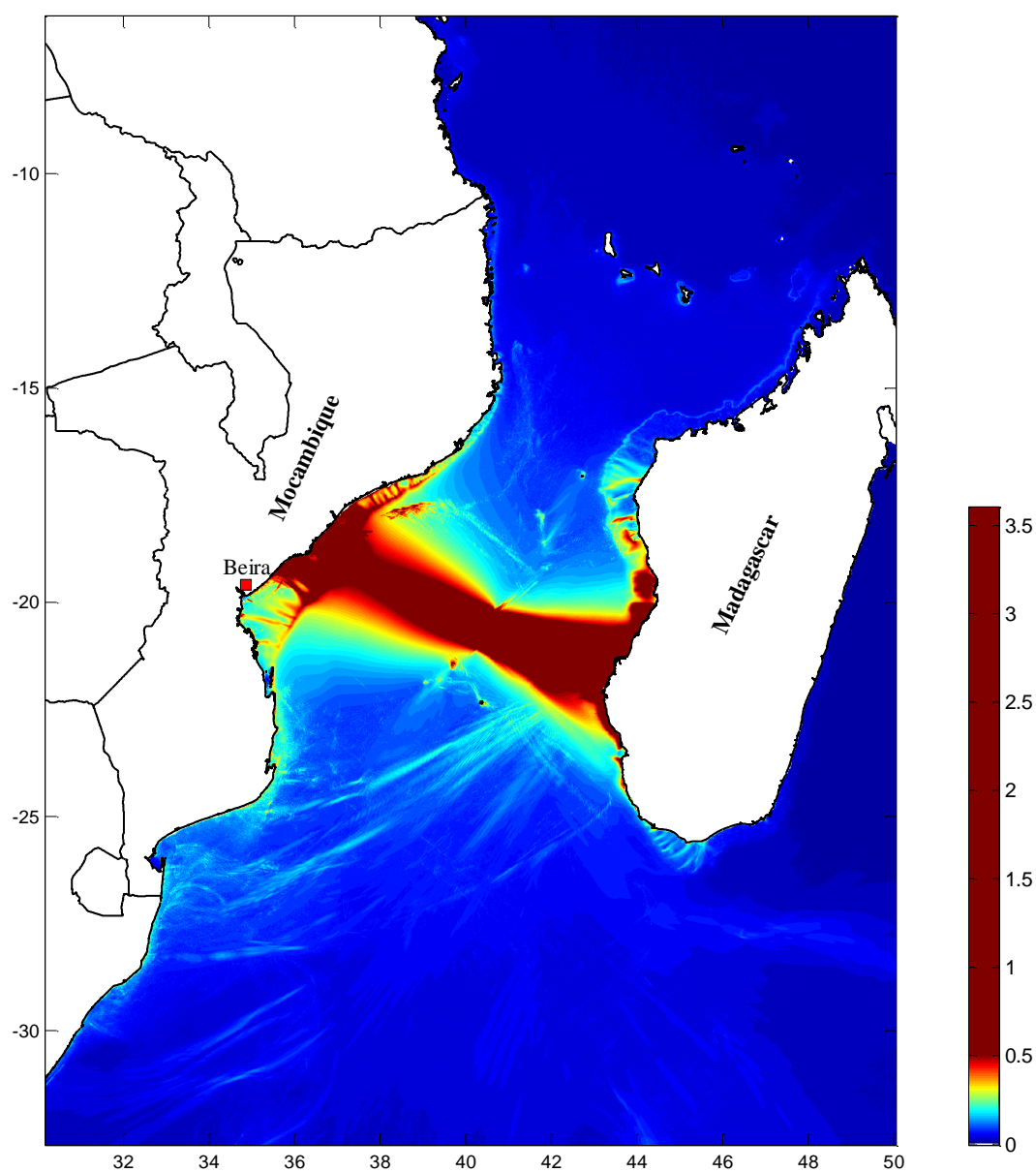


Figura 15: Projecção da distribuição da altura máxima da onda (em metros) gerada no extremo norte do ESQ. A altura máxima da onda gerada nesta região é próxima de 3,6 m. A faixa de cor castanha escura representa a área com altura máxima da onda igual ou superior a 0,5 m.

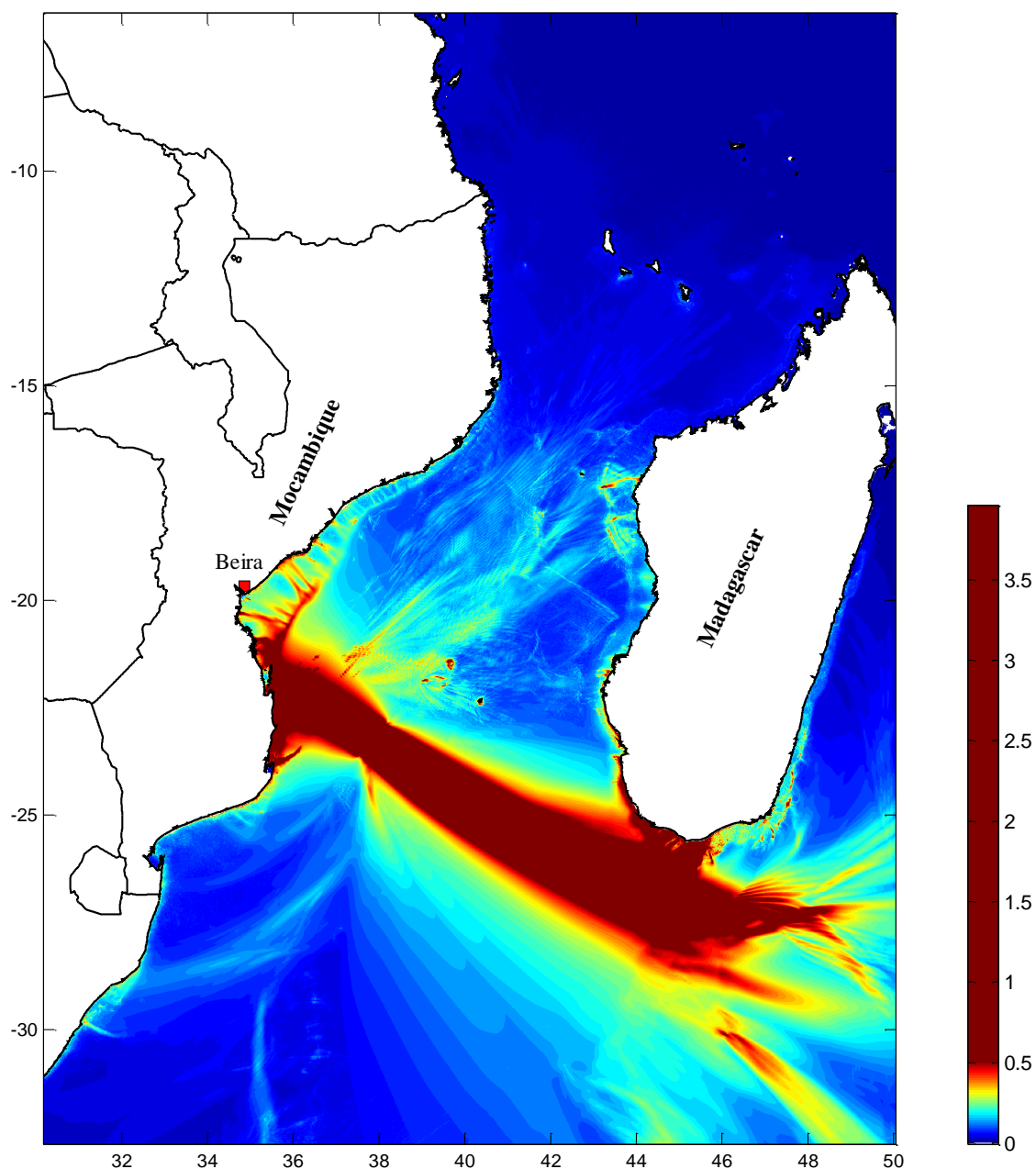


Figura 16: Propagação da altura máxima da onda (em metros) gerada no extremo sul do ESQ. A altura máxima da onda gerada nesta região é próxima de 4 m. A faixa de cor castanha escura representa a área com altura máxima da onda igual ou superior a 0,5 m. Verifica-se que na linha de costa da cidade da Beira a onda que atinge esta área tem uma altura próxima de 0,5 m.

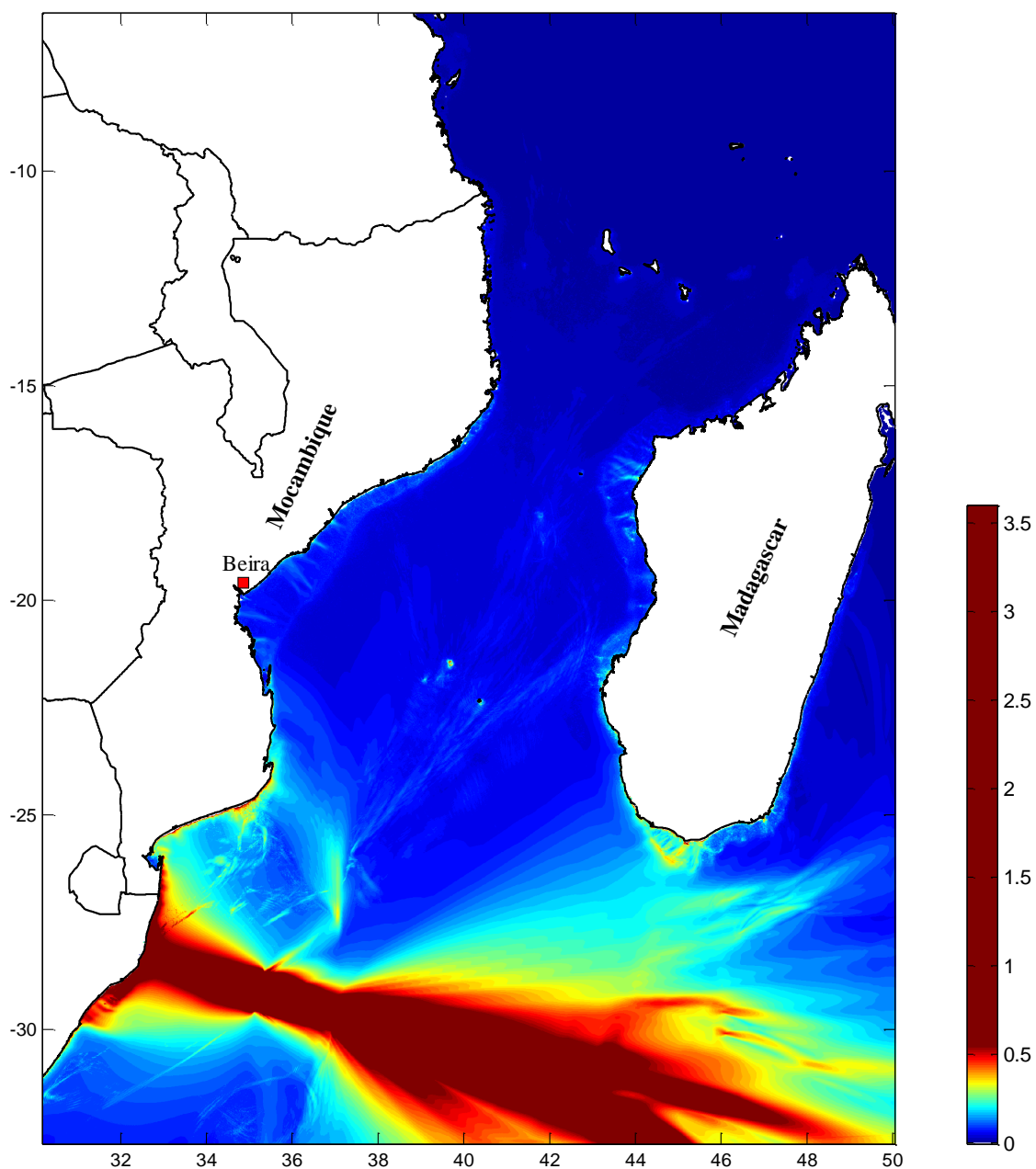


Figura 17: Propagação da onda a partir da área de MozR. A altura máxima da onda (em metros) gerada nesta região no oceano aberto é de 3,5 m. A faixa de cor castanha escura representa a área com altura máxima da onda igual ou superior a 0,5 m. A partir desta região a onda gerada não atinge a linha costeira da cidade da Beira.

5.2.3 Mapas de Tempo de Chegada

A determinação do tempo de propagação de um *tsunami* à costa é uma etapa muito importante para avisar as populações em risco. O Cálculo destes mapas é feito utilizando o *software* TTT – *tsunami travel time* desenvolvido por Wessel (2009) e implementado no *software* MIRONE (Luís, 2007) e disponível em <http://w3.ualg.pt/~jluis/mirone/main.html>. Este *software* calcula o tempo de percurso de um *tsunami* gerado por uma fonte pontual a cada ponto de interesse na costa. Este tipo de

mapas não tem informação sobre a altura de onda indicando apenas o tempo de chegada do *tsunami* à costa.

A zona da costa, de interesse para este trabalho e utilizado para três cenários na propagação do *tsunami*, é a cidade da Beira. Não determinamos o tempo de propagação para o cenário do MozR pelo facto de que as ondas geradas nesta região atingem a linha de costa da cidade da Beira com uma amplitude muito pequena, inferior a 10 cm. Considerando que *Davie Ridge* encontram-se a uma profundidade média aproximada de 2000 m e o “Eixo Sísmico de Quathlamba” a 3000 m a velocidade do *tsunami* na zona do epicentro do sismo é da ordem dos 504 km/h e 617 km/h respectivamente. A velocidade final assumindo-se uma profundidade média do banco de Sofala de 10 m é de 36 km/h. Esta velocidade é calculada utilizando a equação 4.

Nas figuras 18 e 19 apresentamos os mapas de tempo de chegada para os cenários DavR e ESQ. Da análise destas figuras constatou-se que:

Um *tsunami* gerado na região de fracturas do DavR atingirá a cidade da Beira três horas após a ocorrência do sismo e que um *tsunami* gerado na região do Eixo Sísmico de Quathlamba atinge a Cidade da Beira ao fim de duas horas.

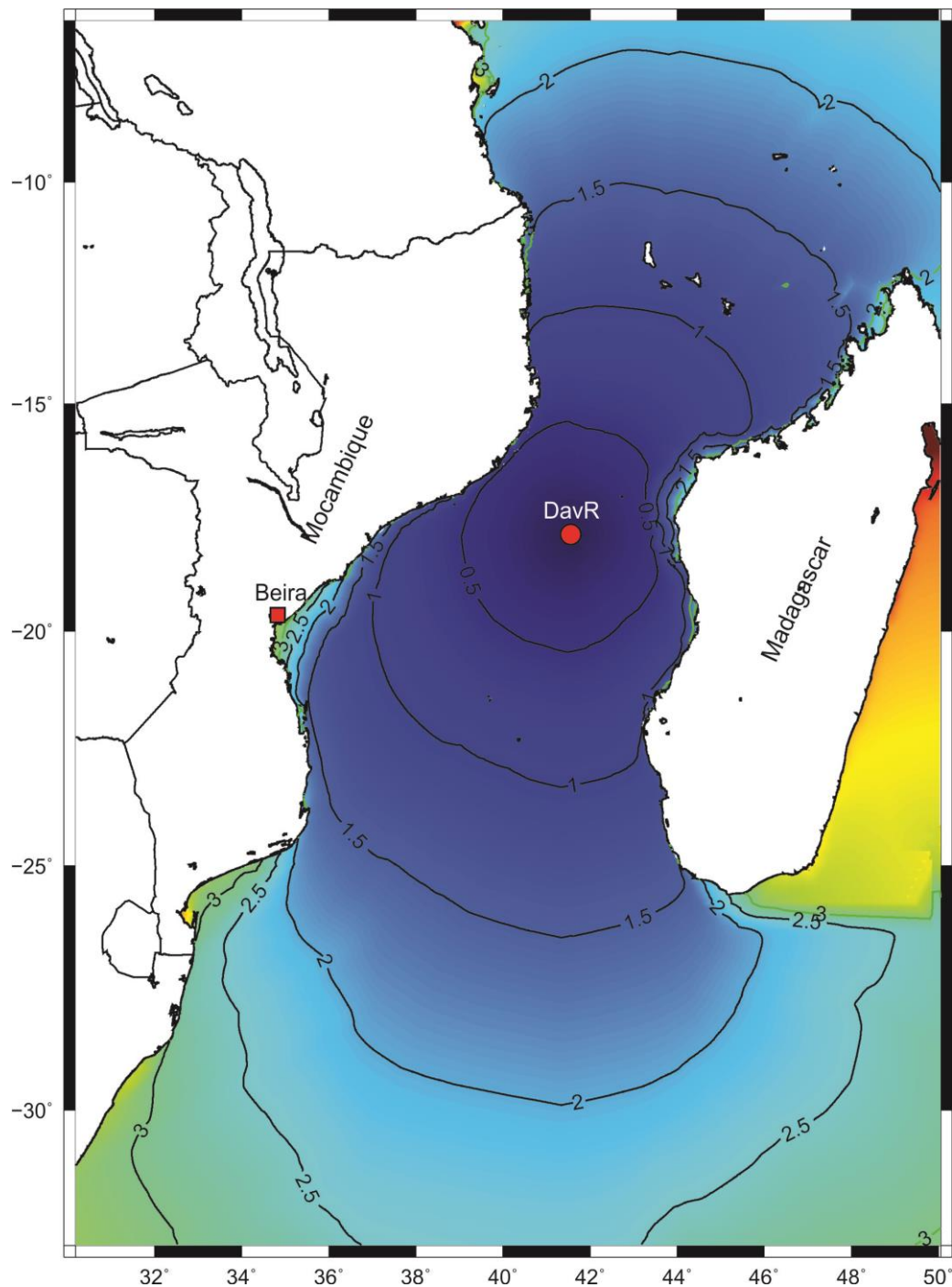


Figura 18: Fonte pontual de *tsunami* localizado na zona de fractuas de Davie Ridge (DavR) em que através das isócronas verifica-se que a propagação do tsunami a partir deste ponto e atinge a cidade da Beira depois de 3 horas

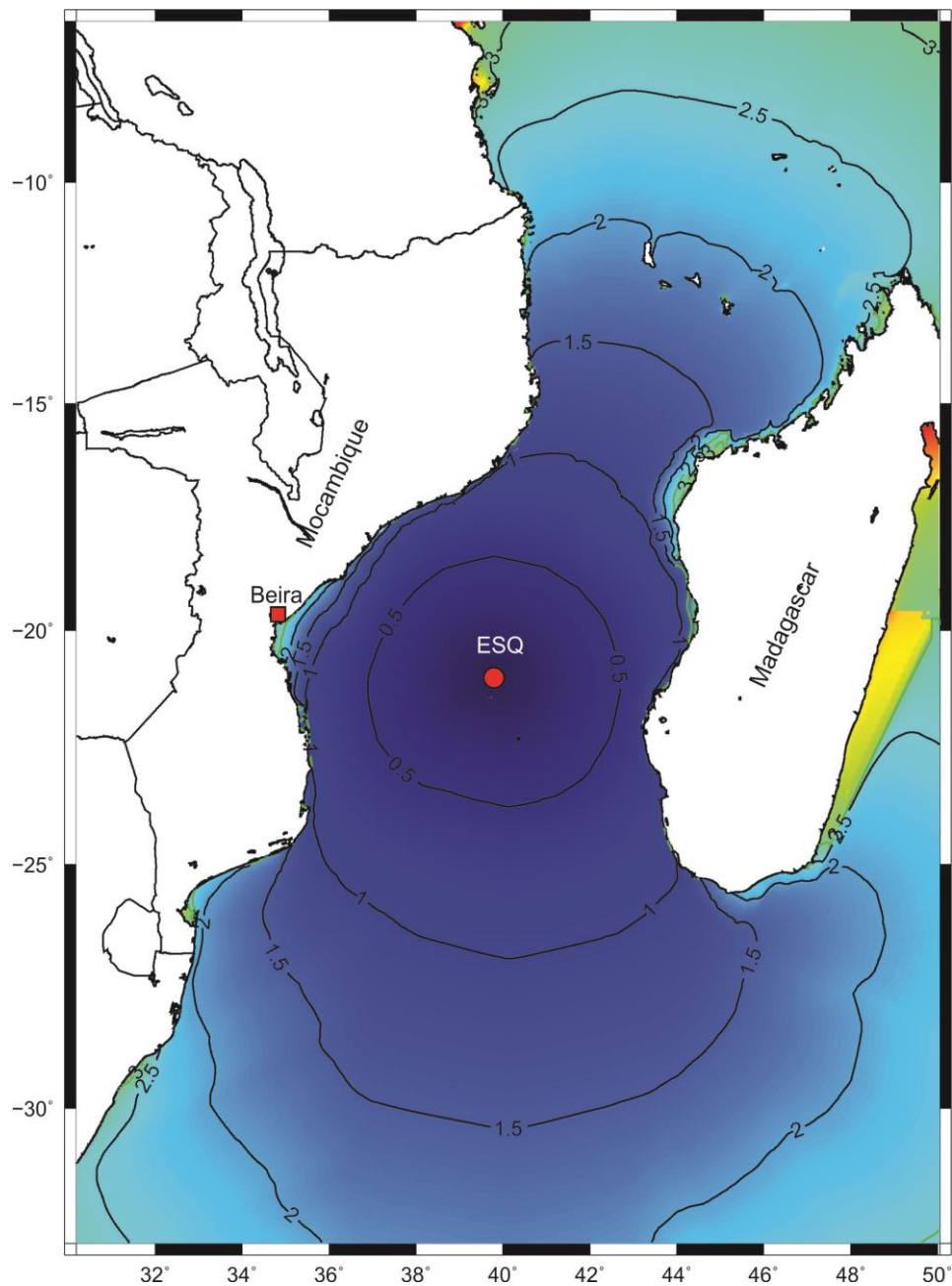


Figura 19: Fonte pontual de *tsunami* localizado Eixo sísmico de Quathlamba (ESQ) em que através das isócronas verifica-se que a propagação do tsunami a partir deste ponto atinge a cidade da Beira depois de 2 horas

CAPÍTULO VI

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O principal objectivo deste trabalho foi o de avaliar o perigo de *tsunamis* resultante de uma ruptura sísmica ao longo do Canal de Moçambique para a cidade da Beira. Para a concretização dos objectivos o trabalho foi desenvolvido em duas etapas: a primeira que visou identificar as fontes sismogénicas no Canal de Moçambique com potencial de gerar *tsunamis*, a segunda etapa consistiu em avaliar as características do *tsunami* resultante de uma ruptura sísmica neste canal.

A energia mecânica libertada quando ocorre um sismo é medida pelo momento sísmico (M_0) sendo a magnitude de momento (M_w) a grandeza mais utilizada para caracterizar o “tamanho” do sismo. Estas duas grandezas estão relacionadas entre si através da equação (6) e o momento sísmico está directamente relacionado com as dimensões da falha, nomeadamente a área de ruptura da falha, o deslocamento cossísmico médio, e a rigidez das rochas envolvidas.

Para compreendermos a magnitude máxima expectável e avaliarmos susceptibilidade da costa da cidade da Beira à acção de *tsunami* consideramos o pior cenário expectável. Deste modo, para encontrar valores mais conservativos foram usados dois modelos na determinação dos parâmetros das falhas: o modelo de regressão empírica de Wells & Coppersmith, (1994) e o modelo de Manighetti *et al*, (2006). Os resultados do modelo Manighetti *et al*, (2006) é aprestam dados que nos permitem considerar mais conservativos. A informação bibliográfica disponível mostra que a tectónica do Canal de Moçambique é no geral caracterizada pela ocorrência de falhas normais influenciadas pelo Sistema de Falhas do Rifte de Leste Africano. Estudos feitos sobre as características sismotectónicas deste tipo de falhas activas revelam a ocorrência de rupturas superficiais com uma extensão que varia desde os 4 km, associada a sismos com $M_w < 6$, até 102 km num sismo com $M_w 7,5$ (McCalpin, 2009).

Por outro lado, a interpretação das estruturas morfotectónicas expressas na Carta Tectónica à escala 1:2 000 000, embora não forneça dados de muita precisão devido a escala da mesma, permitiu considerar que o Canal de Moçambique tem um potencial de gerar sismos de magnitude elevada, pois identificam-se nesta carta estruturas com comprimento próximo de 100 km. Por outro lado, os resultados obtidos pelo modelo de Wells & Coppersmith (1994) para o cálculo da magnitude máxima expectável concordam com o estudo do McCalpin (2009).

O exemplo mais recente e significativo de sismicidade do SFREA em Moçambique é o sismo de Machaze, ocorrido a 22 de Fevereiro de 2006, cuja magnitude M_w foi de 7. Embora estudos mostrem que frequentemente as falhas normais tendem a apresentar-se segmentadas, compondo-se de segmentos de falha de traçado irregular e relativamente curtos (10 a 50 km), separados por interrupções ou saltos (*gaps* ou *stepovers*) que frequentemente correspondem a barreiras à propagação das rupturas sísmicas, há a consideração que a frequência de sismicidade que se regista neste sector pode desencadear uma rutura sísmica em cadeia. Este fenómeno conduz a que a extensão da ruptura da falha seja maior contribuindo para que a energia libertada durante o evento seja amplificada e proporcionando a geração de um *tsunami* de grande magnitude.

No que se refere ao *tsunami*, está provado que a direcção principal de propagação da energia é no geral perpendicular à orientação da falha que rompe e a sua velocidade depende da profundidade da água. A propagação da onda do tsunami varia de acordo com a orientação e dimensões da área geradora, e com a batimetria regional. Assumindo-se a teoria de Baptista (2012), segundo a qual *tsunami* maiores são gerados por sismos superiores a M_w 7, pode afirmar-se que o Canal de Moçambique tem potencial para gerar *tsunamis* significativos pois, avaliando pelos parâmetros das falhas que utilizados, é expectável que ocorram neste canal sismos de máximos de magnitude M_w 7,4.

A energia libertada durante o sismo submarino é refletida na onda gerada, ao analisar-se a altura máxima das ondas que atingem a linha de costa na área da cidade da Beira (figuras 14 a 17) constata-se que altura máxima em todos os cenários encontra-se no intervalo entre 3 a 5 m. Na costa da área em estudo a altura máxima verificada é de aproximadamente 0,5 m.

A cidade da Beira está geograficamente localizada na região frontal ao Banco de Sofala, caracterizado por uma grande extensão da plataforma continental com uma profundidade média estimada de 10 m, e numa área reentrante da linha de costa relativamente às regiões situadas a norte e a sul. Estas características podem constituir factores protectores desta cidade relativamente a *tsunamis*, e são também a razão do longo tempo de propagação da onda de *tsunami* para chegar à linha de costa.

O segundo aspecto que contribui para a dissipação da energia do *tsunami* na área da cidade da Beira é a orientação das falhas. Considerando que a direcção principal de propagação da energia do *tsunami* é no geral perpendicular à orientação da falha que

rompe, dos cenários propostos a cidade da Beira não se encontra em nenhum deles na direcção frontal à direcção da propagação da energia do tsunami.

A velocidade de propagação é directamente proporcional a profundidade. Na análise deste parâmetro foram considerados apenas os cenários de DavR e do ESQ pelo facto de as ondas do MozR atingirem a cidade da Beira com uma altura muito pequena (na ordem de 10 cm). Considerando que a profundidade média de DavR é de 2000 m e de ESQ é de 3000 m, a velocidade inicial para as duas áreas é de 504 e 617 km/h. No Banco de Sofala considerando a profundidade média de 10 m, a onda dos dois cenários percorre esta área com uma velocidade de 36 km/h. Esta igualdade de resultados mostram que dissipação da energia libertada no ESQ é maior que a energia libertada no DavR este aspecto pode estar associado as características batimétricas desta região.

CAPÍTULO VI

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

7.1 Conclusões

De uma forma genérica pode concluir-se que o sistema sismotectónico do Canal de Moçambique apresenta características com condições de gerar sismos de magnitudes elevada.

Embora Moçambique não existam registos histórico sobre *tsunamis*, excepto a ocorrência do *tsunami* do Oceano Índico em Dezembro de 2004, deve considerar-se a necessidade de tomar medidas de prevenção pois os dados analisados mostram haver potencial para a ocorrência deste tipo de desastre natural.

Os resultados deste estudo permitem-nos concluir igualmente que um sismo de Mw igual ou inferior a 7,4 gerado nas localizações aqui apresentadas ao longo do Canal de Moçambique, não deverá causar inundações de grandes proporções na cidade Beira. Numa primária análise a localização da cidade da Beira junto ao Banco de Sofala, caracterizado por uma grande extensão de águas pouco profundas, e numa área litoral reentrante em relação à linha de costa das regiões a norte e a sul podem constituir factores protectores desta cidade face ao perigo de *tsunami* sendo também a razão do longo tempo de propagação da onda até chegar à Beira. Contudo, são necessários levantamentos batimétricos detalhados do Canal de Moçambique que permitiram fazer simulações numéricas de alta resolução da propagação de *tsunamis* para perceber os impactos reais ao longo do estuário da Beira.

7.1 Recomendações

Moçambique é um país caracterizado por apresentar uma extensa linha de costa, e os seus dados demográficos indicam que esta é a região mais habitada do país, o que pressupõe uma necessidade de estudo preventivo de todas as formas de exposição a desastres naturais de modo a evitar perdas humanas. Os resultados aqui apresentados indicam que os cenários sísmicos analisados podem gerar *tsunamis* que poderão ter um impacto significativo nalgumas zonas. No entanto a cidade da Beira, nos cenários estudados, não sofrerá qualquer impacto significativo. Deste modo recomenda-se um desenvolvimento de estudo detalhado em todas as cidades, vilas e povoados situados ao longo da costa para avaliar o nível de perigo e do risco sobre *tsunami* e demarcar as rotas para evacuação em casos de ocorrência deste fenómeno.

Recomenda-se igualmente o desenvolvimento de estratégias para disseminação de informações sobre as medidas a tomar em casos de um *tsunami*. Este esforço deve ser coordenado com o sistema de alerta de *tsunamis* do Oceano Índico – IOTWS (*Indian Ocean Tsunami Warning and Mitigation System*) da UNESCO do qual Moçambique é um dos estados membros (<http://iotic.ioc-unesco.org/indian-ocean-tsunami-warning-system/16/what-is-iotws>)

No estudo de perigosidade de *tsunami* são fundamentais os dados detalhados sobre as falhas activas da região bem como da batimetria de uma grande resolução. Assim sendo, aproveitamos para recomendar às instituições competentes em Moçambique para desenvolverem estudos de pormenor sobre a tectónica no Canal de Moçambique e da respectiva batimetria.

8 Bibliografia

- Baptista, Maria Ana;. (2012). Caderno de apoio “ Tsunamis e Sistemas de Alerta Precoce” do 3º módulo do curso para observadores geofísicos. ,*Sismologia III e Geofísica Geral*.
- Ben-Avraham, Z. H. (1995). eotectonic activity on continental fragments in the southwest Indian Ocean: Agulhas Plateau and Mozambique Ridge. *Journal of Geophysical Research*, 100(B4), 1978–2012.
- Cabral, J.;. (1996). Sismotectónica De Portugal. *Colóquio/Ciências*(18), 39-58.
- Calais, E., Ebinger, C. J., Hartnady, C., Nocquet, J. M. (2006). Kinematics of the East African Rift from GPS and earthquake slip vector data. *Special Publication- Geological Society of London*, 9 - 259.
- Consultec. (2007). *Estudo Ambiental Simplificadoda Dragagem do Canal de Acesso ao Porto da Beira*. Direcção de Engenharia dos Portos e Caminhos de Ferro de Moçambique EP, Beira.
- Cowie, P. A. (2001). Constraining slip rates and spacings for active normal faults. *Journal of Structural Geology*, 23, 1901-1915.
- Feitio, P. C.; Hurukawa, N.; Yokoi, T. (2009). Relocation of the Machaze and Lacerda Earthquake in Mozambique and the rupture process of the 2006 Mw 7.0 Machaze Earthquake. pp. 1- 4.
- GTK CONSORTIUM. (2006). Notícia Explicativa (Vol. 1). Maputo: Direcção Nacional De Geologia.
- GTK CONSORTIUM. (2006). *Notícia Explicativa* (Vol. 2). Maputo, Maçambique: Direcção Nacional De Geologia.
- Hartnady, C. J. H. (2002). Earthquake hazard in Africa: perspectives on the Nubia-Somalia boundary: news and view. *South African journal of science*,, 98, 425.
- Hartnady, C., Okal, E., Calais, E., Stamps, S., & Saria, E. (2013). Seismotectonics of the Lwandle-Nubia plate boundary between South Africa and the Southwest Indian Ridge. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 15, 10203.
- Intergovernmental Oceanographic Commission. (2008). Tsunami Glossary.
- Jongh, C. (2015). Implementing a topobathy database in Mozambique, . pp. 135 -138. Retrieved from 14 Jongh, C., (2012).: <http://www.vliz.be/imisdocs/publications/241339.pdf>
- König, M. J.-N. (2007). Structure and Evolution of the Mozambique Ridge and Mozambique Basin. *European Geoscience Union, General Assembly*;, (p. 10013). Vienna, Austria,.
- Kröner, A., & Stern, R. J. (2004). Africa: Pan-African orogeny. *Encyclopedia of Geology. Elsevier*, 1 - 12.
- Lawyer, L.; Ray, R. R. (2001). Shear margins: Continent-ocean transform and, fracture zone boundaries. *Bird Geophysical*,, 150 - 159.
- Leinweber, V.T.; Klingelhofer, F.; Neben, S.; Reichert, C.; Aslanian. D.; Matias, L.; Heyde, I.; Schreckenberger, B.; Jokat, W. (2013). The crustal structure of the Central Mozambique continental margin-Wide-angle seismic, gravity and

- magnetic study in the Mozambique Channel, Eastern Africa. *Elsevier*, 599, 170-196.
- Luis, J. F. (2007). Mirone: A multi-purpose tool for exploring grid data. *Computers & Geosciences*, 33(1), 31-41.
- Lyakhovsky, V., Ben-Avraham, Z., & Reznikov, M. (1993). Stress distribution over the Mozambique Ridge. *3rd annual workshop of the ILP Task Force "Origin of Sedimentary Basins* (pp. 21-27). 1994.
- Manighetti, Isabelle; Campillo, Michel; Bouley, Sylvain; Cotton, Fabrice;. (2006). Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity. *Earth and Planetary Science Letters*, 253, 429-438.
- Mansinha, L., & Smylie, E. D. (1971). The Displacement Fields of Inclined Faults. *Bulletin of the Selsmologlcal Sodety of America*, 61(5), 1433-1440.
- McCalpin, J. P. (2009). *Paleoseismolgy* (2 ed., Vol. 95). (J. P. McCalpin, Ed.) Burlington, USA: Elsevier.
- McLeod, A. E., & Underhill, J. R. (2000). he propagation and linkage of normal faults: insights from the Strathspey–Brent–Statfjord fault array, northern North Sea. *Basin Research*, 12(2-4), 263-284.
- Midzi, V.; Hlatshwayo, D. J.; Chapola, L. S.; Kebede, F.; Atakan, K.; Lombe, D. K.; Turyomurugyendo, G.; Tugume, F. A;. (199). Seismic Hazard Assessment in Eastern and Southern Africa. *Annali di Geofisica*, 42, 1067-1083.
- Morley, Chris K;. (2002). Evolution of large normal: Evidence from seismic reflection data. *AAPG Bulletin*, 86, 961-978.
- Muhongo, S., Hauzenberger, C., & Sommer, H. (2003). Vestiges of the Mesoproterozoic events in the Neoproterozoic Mozambique belt: the East African perspective in the Rodinia puzzle. *Gondwana Research*, 6(3), 409-416.
- Nicol, A.; Wals, J. J; Manzocch, T.; Morewood, N;. (2005). Displacement rates and average earthquake recurrence intervals on normal faults. (27, Ed.) *Journal of Structural Geology*, 541-551.
- Nicol, A.; Walsh, J. J.; Manzocchi, T.; Morewood, N;. (2005). Displacement rates and average earthquake recurrence intervals on normal faults. *Journal of Structural Geology*, 27, 541-551.
- Nzualo, Teodósio das Neves Milisse;. (2010). Estudo Hidrodinâmico e Ambiental do Estuário da Beira – Moçambique. *Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio De Janeiro*.
- Omira, Rachid;. (2010). *Modelling Tsunamis Impact in NW Morocco and SW Iberia*. Trabalho apresentado para a obtenção do grau de Doutor em Geofísica, FCUL, Institute Dom Luiz of Geophysics, Lisboa, Porugal.
- Salman, G.; Abdula, I. (1995). Development of the Mozambique and Rovuma Sedimentary Basins, Offshore Mozambique. *edimentary Geology*, 96, 1 -47.
- Somerville, P. (2000). Seismic hazard evaluation. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering*., 33(3), 371-386.
- Stamps, D. S., Calais, E., Saria, E., Hartnady, C., Nocquet, J.-M., Ebinger, C. J., & Fernandes, R. M. (2008). A kinematic model for the East African Rift. *Geophysical Research Letters*, 35(5).

- Tinti, S.; Tonini, R.; Bressan, L.; Armigliato, A.; Gardi, A.; Guillande, R.; Valencia, N.; Scheer, S.;. (2011). *Manual de Cenários de Risco e Danos de Tsunami*. Luxemburgo:: União Europeia.
- Wells, Donald L; Coppersmith, Kevin J.;. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. (4, Ed.) *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974-1002.
- Wessel, P. (2009). Analysis of observed and predicted tsunami travel times for the Pacific and Indian Oceans. In *Tsunami Science Four Years after the 2004 Indian Ocean Tsunami*. 301-324.
- Yang, Zhaohui; Chen, Wang-Ping;. (2010). Earthquakes along the East African Rift System: a multiscale, system-wide perspective. *ournal of Geophysical Research: Solid Earth*(115.B12), 1978–2012.
- Zhang, Huai; Huai, Yaolin; Yuen, David A.; Yan, Zhenzhen; Yuan, Xiaoru; Zhang, Chaofan;. (2008). Modeling and Visualization of Tsunamis. *Modeling and visualization of tsunamis. In Earthquakes: Simulations, Sources and Tsunamis*, 475-496.